This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.
+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.
+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

Acerca de este libro

Esta es una copia digital de un libro que, durante generaciones, se ha conservado en las estanterías de una biblioteca, hasta que Google ha decidido escanearlo como parte de un proyecto que pretende que sea posible descubrir en línea libros de todo el mundo.

Ha sobrevivido tantos años como para que los derechos de autor hayan expirado y el libro pase a ser de dominio público. El que un libro sea de dominio público significa que nunca ha estado protegido por derechos de autor, o bien que el período legal de estos derechos ya ha expirado. Es posible que una misma obra sea de dominio público en unos países y, sin embargo, no lo sea en otros. Los libros de dominio público son nuestras puertas hacia el pasado, suponen un patrimonio histórico, cultural y de conocimientos que, a menudo, resulta difícil de descubrir.

Todas las anotaciones, marcas y otras señales en los márgenes que estén presentes en el volumen original aparecerán también en este archivo como testimonio del largo viaje que el libro ha recorrido desde el editor hasta la biblioteca y, finalmente, hasta usted.

Normas de uso

Google se enorgullece de poder colaborar con distintas bibliotecas para digitalizar los materiales de dominio público a fin de hacerlos accesibles a todo el mundo. Los libros de dominio público son patrimonio de todos, nosotros somos sus humildes guardianes. No obstante, se trata de un trabajo caro. Por este motivo, y para poder ofrecer este recurso, hemos tomado medidas para evitar que se produzca un abuso por parte de terceros con fines comerciales, y hemos incluido restricciones técnicas sobre las solicitudes automatizadas.

Asimismo, le pedimos que:

+ *Haga un uso exclusivamente no comercial de estos archivos* Hemos diseñado la Búsqueda de libros de Google para el uso de particulares; como tal, le pedimos que utilice estos archivos con fines personales, y no comerciales.

+ *No envíe solicitudes automatizadas* Por favor, no envíe solicitudes automatizadas de ningún tipo al sistema de Google. Si está llevando a cabo una investigación sobre traducción automática, reconocimiento óptico de caracteres u otros campos para los que resulte útil disfrutar de acceso a una gran cantidad de texto, por favor, envíenos un mensaje. Fomentamos el uso de materiales de dominio público con estos propósitos y seguro que podremos ayudarle.

+ *Conserve la atribución* La filigrana de Google que verá en todos los archivos es fundamental para informar a los usuarios sobre este proyecto y ayudarles a encontrar materiales adicionales en la Búsqueda de libros de Google. Por favor, no la elimine.

+ *Manténgase siempre dentro de la legalidad* Sea cual sea el uso que haga de estos materiales, recuerde que es responsable de asegurarse de que todo lo que hace es legal. No dé por sentado que, por el hecho de que una obra se considere de dominio público para los usuarios de los Estados Unidos, lo será también para los usuarios de otros países. La legislación sobre derechos de autor varía de un país a otro, y no podemos facilitar información sobre si está permitido un uso específico de algún libro. Por favor, no suponga que la aparición de un libro en nuestro programa significa que se puede utilizar de igual manera en todo el mundo. La responsabilidad ante la infracción de los derechos de autor puede ser muy grave.

Acerca de la Búsqueda de libros de Google

El objetivo de Google consiste en organizar información procedente de todo el mundo y hacerla accesible y útil de forma universal. El programa de Búsqueda de libros de Google ayuda a los lectores a descubrir los libros de todo el mundo a la vez que ayuda a autores y editores a llegar a nuevas audiencias. Podrá realizar búsquedas en el texto completo de este libro en la web, en la página `http://books.google.com`

5572
M61b

2479
Stanford MAR 20 1900

SECRETARIA DE FOMENTO, COLONIZACION É INDUSTRIA.

BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO

NUM. 13.

GEOLOGIA DE LOS ALREDEDORES DE ORIZABA

CON UN

PERFIL DE LA VERTIENTE ORIENTAL DE LA MESA CENTRAL.

MÉXICO

OFICINA TIP. DE LA SECRETARIA DE FOMENTO

Calle de San Andrés número 15.

1899

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

Núm. 1.—Fauna Fósil de la Sierra de Catorce, por A. del Castillo y J. G. Aguilera.—1895—56 pp., 24 lám.

Núm. 2.—Las Rocas Eruptivas del S.O. de la Cuenca de México, por E. Ordóñez.—1895—46 pp., 1 lám.

Núm. 3.—La Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán, por C. Sapper.—1896—58 pp., 6 lám.

Núms. 4, 5 y 6.—Bosquejo Geológico de México.—1897—272 pp. 5 lám.

Núms. 7, 8 y 9.—El Mineral de Pachuca.—1897—184 pp., 14 lám.

Núm. 10.—Bibliografía Geológica y Minera de la República Mexicana, por R. Aguilar y Santillán.—1898.—158 pp.

Núm. 11.—Catálogos sistemático y geográfico de las especies minerológicas de la República Mexicana, por José G. Aguilera.—1898.—158 pp.

Núm. 12.—El Real del Monte, por E. Ordonez y M. Rangel.—1899.—108 pp., 26 lám.

Núm. 13.—Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México, por Emilio Böse. —1899.—54 pp. 3 lám.

EN PREPARACION:

Núm. 14.—Rhyolitas de México.

Núm. 15.—El carbón de piedra en México.

Carta Geológica detallada de la República Mexicana.

ESCALA DE 1:100,000.

HOJA N. 1: ZUMPANGO.—HOJA N. 2: PUEBLA.—HOJA N. 3: MEXICO. HOJA N. 4: APAM. HOJA N. 5: ORIZABA.—HOJA N. 6: TEHUACÁN.

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO.

DIRECTOR, JOSÉ G. AGUILERA.

GEOLOGÍA

DE LOS

ALREDEDORES DE ORIZABA

CON UN PERFIL DE LA

VERTIENTE ORIENTAL DE LA MESA CENTRAL DE MEXICO

POR EL

DR. EMILIO BÖSE

MEXICO

OFICINA TIPOGRAFICA DE LA SECRETARÍA DE FOMENTO

Calle de San Andrés núm 15. (Avenida Oriente, 51.)

1899

LIBRARY
LELAND STANFORD JUNIOR
UNIVERSITY

INTRODUCCIÓN.

APENAS si existe un trabajo geológico sobre México, en el cual no se hable de la configuración particular del suelo del país. La parte principal del país está compuesta, como se sabe, por una mesa que desciende lentamente al N. y que tiene pendientes más inclinadas hacia el E., el S. y el P. En realidad estas pendientes más inclinadas, llamadas por algunos erróneamente pendientes abruptas, son muy complicadas, y muestran, al menos en la costa oriental, un descenso en escalera; desde la Mesa Central los contrafuertes bajan hacia el mar. Por otra parte la Mesa Central no es de ningún modo una meseta simple; numerosas sierras, que á menudo tienen una altura considerable, recorren la llanura, y solamente los valles largos muestran un suelo plano, que ha originado el nombre de Mesa Central. La existencia de esta Mesa Central es un hecho que impresiona á cualquiera que se acerque á la Capital del país, ya sea por el lado oriental, el meridional ó el occidental, y el origen de esta Mesa Central parece ser el problema principal de la geología mexicana. Bastante aparente y seductora es á la vista de una carta geográfica la suposición de que la pendiente abrupta de los lados haya sido el resultado de fracturas, y que por consecuencia tuvo lugar, en principio solamente, un hundimiento en el S., el P, y el E., ó sea un levantamiento de la Mesa Central. Tal opinión es defendida en verdad por algunos autores como Felix y Lenk,[1] quienes partiendo de la idea puramente hipotética de que los volcanes deben estar situados sobre grandes grietas, construyen dichas grietas en el S. del país, según la situación geográfica de los volcanes principales de México. Pero una ojeada sobre la carta geológica del país[2] nos enseña que las condiciones no son del todo tan sencillas; numerosas sierras de rocas mesozoicas que se hallan en la Mesa, traen la presunción de que los

1 Beiträge zur Geologie und Palaeontologie der Republik Mexico, I. Leipzig, 1890, págs. 1-12.—Ueber die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexico. Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1892, pág. 303 ff.

2 Bosquejo geológico de México. Bol. d. Instituto Geológico de México, núms. 4, 5 y 6. México, 1897.

74723

acontecimientos durante la formación de la Mesa Central eran de otra especie de lo que creen Felix y Lenk. Hablaremos más tarde de esta presencia de rocas mesozoicas. La solución del problema naturalmente no se deja alcanzar por reflexiones teóricas, sino solamente por levantamientos exactos de mapas y perfiles. Desgraciadamente estos faltan hasta ahora por completo. El Instituto Geológico de México ha comenzado desde hace poco tiempo el levantamiento de mapas en la escala de 1 : 100,000, tanto en el dominio de las masas volcánicas de la Mesa Central, como en las rocas sedimentarias de las vertientes meridional y oriental; hasta ahora ninguna de estas cartas ha sido publicada. La base topográfica nos la da el mapa de 1 : 100,000, levantado por la Comisión Geográfica Exploradora, levantamiento que, en verdad, en los detalles á menudo es defectuoso y que los miembros del Instituto Geológico mejoran en tanto cuanto es posible. Elegí como dominio de levantamiento la hoja "Orizaba" (Estado de Veracruz), que respecto á la tectónica parece ser una de las más interesantes. Esta hoja comprende la región entre el paralelo 18°31′ y el 18°53′ de lat. sept. y entre el meridiano 1°46′ y 2°16′ al E. del meridiano de México, es decir, cerca de 2120 km². De esta región he podido levantar hasta el presente el cuadrante N.W., obteniendo allí perfiles que me han dado resultados bastante interesantes.

PARTE ESTRATIGRÁFICA.

El primer esfuerzo tuvo que ser, naturalmente, obtener una separación de las rocas sedimentarias que componen la mayor parte de la montaña. Hasta hoy no ha sido posible identificar con seguridad los horizontes mexicanos con los de Europa ó de los E. U. de N. América. Se han hecho varias tentativas por diferentes autores, pero hasta ahora no han dado resultado satisfactorio. En consideración á esto, el Instituto Geológico de México ha aceptado otro plan: en atención á los caracteres paleontológicos y petrográficos debe intentarse el separar las diversas divisiones y seguirlas en grandes distancias. Estas divisiones recibirán nombres locales que serán creados por los diferentes autores y exclusivamente usados en las publicaciones del Instituto. Esto no supone de ninguna manera que estas divisiones correspondan siempre á verdaderos horizontes; el futuro solamente nos mostrará el valor estratigráfico de las diferentes divisiones, cuando mayores extensiones del país sean exploradas con más exactitud.

En la región que hemos de describir aquí y que contiene los alrededores del tramo Río Metlac—Boca del Monte del Ferrocarril Veracruz–México, se presentan solamente formaciones sedimentarias pertenecientes al sistema cretáceo. He logrado establecer tres divisiones que pueden ser distinguidas en parte por criterio paleontológico, pero en parte solamente por el carácter de la roca. Las llamo en la sucesión de arriba á abajo:

1. Calizas de Escamela.
2. Calizas de Maltrata.
3. Pizarras de Necoxtla.

Comenzaremos con la descripción de la división más baja.

1.—Pizarras de Necoxtla.

Carácter petrográfico.—La mayor parte de esta división se compone de pizarras arcillosas amarillentas, grises y rojas, con lustre de seda, en las cuales

Distribución.—Las calizas de Maltrata componen la masa principal de las montañas de Orizaba; podemos distinguir tres grandes bandas, á saber: de Cuauhtlapan, del Alchipin y de Maltrata. Estas tienen en general el rumbo N. 50° W. y las capas, ó tienen la inclinación hacia el P. ó están muy plegadas.

Edad.—En los alrededores de Orizaba se encuentra solamente el Acanthoceras (?) Justinæ Hill que nos da un punto de apoyo para la determinación de la edad de la división descrita aquí. Acanthoceras (?) Justinæ se encuentra en Texas en la "Trinity Division." Se refiere ésta al Cretáceo Inferior de Norteamérica; la división Trinity está situada debajo de la serie Comanche, pero por otras razones es probable que pertenezcan á la parte inferior de la serie Comanche. Tenemos que observar que la misma especie Acanthoceras (?) Justinæ se encuentra cerca de Monclova en calizas que equivalen probablemente á las calizas de Maltrata. Un apoyo importante para la determinación de la edad de las calizas de Maltrata nos lo dan las calizas de Escamela que están sobrepuestas á aquellas.

3.—Calizas de Escamela.

Carácter petrográfico.—Esta división se compone de calizas grises, claras, hasta de un gris obscuro, algunas veces mal estratificadas, otras veces en bancos muy bien discernibles. Solamente en las partes más bajas se hallan, aunque muy escasamente, segregaciones de pedernal. Intercalaciones de pizarras ó margas faltan completamente. Las calizas se asemejan en su aspecto, á menudo, á las calizas cretáceas de la Italia meridional: petrográficamente son muy uniformes y se dejan reconocer con facilidad.

Fósiles.—Estas calizas están casi siempre llenas de fósiles, pero lastimosamente éstos sólo raras veces se pueden separar de la roca empotrante. Tenemos ya una serie de especies que en su mayor parte provienen del cerro de la Escamela y del Encinal y el cerro de San Cristóbal, éstas son:

Hippurites (Vaccinites) mexicanus Barc.
Hippurites sp.
Caprotina, nov. sp.[1]

1 La especie procedente del cerro de la Escamela corresponde muy bien al ejemplar más chico de los dos que Whitfield ha descrito como Caprina Jamaicensis, y de los cuales dudo, según las ilustraciones, que pertenezcan á la misma especie. (Whitfield, R. P.—Descriptions of Species of Rudistae from the cretaceous Rocks of Jamaica, W. J. collected and presented by Mr. F. C. Nicholas.—Bull. of the American Museum of Nat. Hist. Vol. IX, 1897, pág. 192, pl. XIII, figs. 1, 2, pl. XV (?)). Desgraciadamente las ilustraciones dan una idea muy defectuosa de la especie; sobre todo falta la charnela, que tampoco está mencionada en la descripción. Según la charnela de los ejemplares de Orizaba, éstos pertenecen al género Caprotina; en la valva izquierda se encuentran dos dientes muy fuertes, que están unidos por una especie de tabique; el diente anterior es más grueso que el posterior. Si se compara nuestra especie con la ilustración de la charnela de la valva izquierda dada por Douvillé (Sur quelques formes peu connues de la Famille des Chamides. Bull. Soc. Géol. France, 3, Serie, t. XV, pág. 776, fig. 4) se ve que las fosetas denominadas 0, 0′ y 0″ son muy poco profundas,

Ichthyosarcolites cfr. occidentalis, Whit.[1]
Sphaerucaprina Felixi, G. Boehm.
—— Lenki, G. Boehm.
—— sp. (según G. Boehm).
Caprina cfr. adversa D'Orb. (según G. Boehm).
—— ramosa, G. Boehm.
—— sp. (según G. Boehm).
Ostrea, sp. nov.[2]

lo mismo pasa con la ranura del ligamento, al grado que en un ejemplar chico casi ninguna de las fosetas es visible; muy claramente se ve la impresión del músculo anterior y la lámina del músculo posterior. De la charnela de la valva derecha no he podido encontrar más que el gran diente.

Probablemente la especie presente es nueva, pero no se le puede dar un nombre antes de publicar su ilustración. No es raro en las calizas de Escamela, pero más difícilmente reconocible qne los Ichthyosarcolites.

1 Whitfield l. c. pág. 193 pl. XVI, XVII.

A esta especie que yo refiero al género Ichthyosarcolites (V. Zittel, Traité de Paleontologie II, pág. 79) pueden pertenecer las piezas que he encontrado en el cerro de San Cristóbal y el Encinal. En parte mis ejemplares son aún mucho mayores que los que están figurados en el trabajo de Whitfield, pero se dejan separar de la roca empotrante difícilmente, razón por la cual no tenemos individuos completamente conservados. La superficie está cubierta de finas estrías longitudinales. La valva derecha es extraordinariamente larga, muchas veces ligeramente encorvada y en forma de cono muy agudo. La estructura característica de la concha es perfectamente discernible. La valva izquierda está enrollada espiralmente, su sección transversal es oval y corresponde muy bien á los ejemplares figurados por Whitfield en cuanto se puede decidir esto solamente por las ilustraciones.

2 He encontrado una forma muy particular que estoy inclinado á referir al género Ostrea; la especie me recordaba por su aspecto á la Pinna (?) ostreaeformis Futterer (Ueber einige Versteinerungen aus der Kreideformation der Karnischen Voralpen. Pal. Abh. v. Dames and Kayser VI, 1896, pág. 259, Taf. 38, figs. 1, 2).

Es verdad que por la comparación de las figuras dadas por Georg. Boehm (Beitrag zur Gliederung der Kreide in den Venetianer Alpen.—Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges., 1897, pág. 174, Taf. IV, figs. 1–3; Taf. V, fig. 2), las únicas que están actualmente á mi disposición, se percibe una diferencia grande. El ejemplar del cerro de San Cristóbal está mutilado, no existe más que la parte inferior de una valva; cerca de dos tercios de la valva completa; el umbon falta. En la parte media de la valva hay muchas costillas finas y ondeadas, de las cuales cada una se bifurca algunas veces. Estas costillas son discernibles en cada lámina de la valva. Pero en el borde se hallan costillas fuertes y anchas de cerca de 3 ms. en las cuales se ven claramente estrías concéntricas finas. Estas costillas son en el ejemplar que está en mi posesión, contando del borde, á lo más 4 ó 5 mm. de largas. Refiero provisionalmente la especie á Ostrea, por la estructura lamelosa de la valva.

Casualmente se encontró la especie en una lumachela de un Inoceramus gigantesco de superficie lisa con estrías concéntricas finísimas en el borde. He podido determinar este género solamente por la estructura fibrosa de las valvas; es naturalmente posible que la forma pertenezca á Pinna; pero es verdad que contra esta determinación habla la falta completa de la parte interior hojosa de la valva, mientras esta parte casi siempre falta en los Inoceramus cretáceos.

Con la verdadera Ostrea Munsoni Hill (Hill, R. T.—The Paleontology of the Cretaceous Formations of Texas. The invertebrate Fossils of the Caprina Limestone Beds.—Proceed. Biol. Soc. Washington. Vol. VIII, 1893, pág. 105, pl. XII) nuestra forma no tiene relacio-

Actaeonella (Volvulina) dolium, Roem.

Actaeonella (Cylindritella) coniformis, Roem.

Nerinea Castilloi Barc.,[1] probablemente idéntica con N. cf. forojuliensis Pir., según G. Boehm.[2]

Nerinea, sp. según G. Boehm.

Triploporella Fraasi Steinmann.
Nubecularia, sp.....
Globigerina cretácea.....
Bulimina, sp.....
} según Boehm.

Orbitolina aff. lenticularis.

Lobocarcinus, sp. nov.

Como fósil característico se podría considerar el Ichthyosarcolites cfr. occidentalis, porque esta especie se halla en todas partes en las calizas de Escamela y generalmente también algunos ejemplares se dejan sacar de la roca. Paleontológicamente interesante es el hallazgo de un cangrejo que pertenece muy probablemente á Lobocarcinus, un género poco conocido y muy raro; la especie no está descrita hasta el presente.

Espesor.—También en este caso es muy difícil determinar el espesor porque falta la parte superior, é innumerables pequeñas fracturas recorren la roca; el espesor es por lo menos de 500 á 600 m.

Distribución.—Las calizas de Escamela se presentan en tres bandas principales: 1ª el cerro de la Escamela; 2ª el cerro de San Cristóbal que se acaba en el Río Blanco hacia el N. por una fractura transversal, y 3ª la de Nogales. Una banda no continua la forman los pedazos sobre los cerros de Ortiza, del Coyote y de Necoxtla que la erosión ha separado.

Edad.—Para la edad de las calizas de Escamela tenemos dos apoyos muy importantes, á saber: la circunstancia de que están sobre las calizas de Maltrata, y el hallazgo de Actaeonella coniformis y A. dolium. Ambas especies se encuentran en Texas en la Sierra Comanche, y más exactamente en la di-

nes, pero también la especie descrita por Futterer bajo el nombre de Pinna ostreaeformis, denominada por G. Boehm Ostrea aff. Munsoni Hill, es especie diferente de la Ostrea Munsoni Hill, porque á ésta le falta la región umbonal muy alargada; la forma veneciana será una especie nueva, pero si es en realidad una Ostrea, la denominación dada por Futterer está muy mal elegida.

1 Aguilera exactamente observa en el "Bosquejo Geológico de México" (l. c.), pág. 219, que la Nerinea hieroglyphica Barc. sea idéntica con la Nerinea Castilloi Barc.; la última especie está fundada solamente en cortes longitudinales que no pasan por el eje, la primera en aquellos que pasan por el eje; se pueden encontrar ambas "especies" en el mismo ejemplar cortado oblicuamente. Heilprin propuso para la "especie" Nerinea hieroglyphica (que es el nombre de una especie jurásica confundida por Bárcena con la presente especie) el nombre de Nerinea Barcenoi. Este nombre debe ser suprimido porque la denominación N. Castilloi tiene la prioridad, si la especie es verdaderamente nueva, lo que no es cierto tampoco, como en el caso del Hippurites mexicanus, pues ambas especies están fundadas solamente en cortes naturales, sin tomar en consideración la forma exterior.

2 G. Boehm, Ueber Caprinidenkalke aus Mexico.—Zeitschr. d. Deutsch. geol. Gesellsch. 1898, pág. 330.

visión Fredericksburg. Tenemos que paralelizar las calizas de Escamela con una parte de la Serie Comanche. Esto se confirma por el hecho de que también en otras partes de México se ha encontrado una multitud de especies que pertenecen á la Serie Comanche. Volveremos á estas relaciones en el próximo capítulo.

El Cretáceo de Orizaba.

Hemos separado los sedimentos cretáceos que se encuentran cerca de Orizaba en tres divisiones: pizarras de Necoxtla, calizas de Maltrata y calizas de Escamela. Tenemos que añadir que debajo de las pizarras de Necoxtla se encuentran las pizarras y areniscas bastante gruesas, de Zapotitlán, cuya fauna está descrita en parte por Nyst y Galeotti, en parte por Felix y Lenk, mientras la mayor parte no está aún descrita. Tenemos, pues, que distinguir en todo el sistema de los sedimentos cretáceos del México meridional, una facie inferior de pizarras y areniscas y una facie superior calcárea.

Yo denomino la serie inferior pizarras de Tehuacán y la superior calizas de Orizaba. Las pizarras de Necoxtla las añado á la serie inferior por razones puramente petrográficas, porque hasta ahora la edad de la división no ha podido ser determinada por los fósiles. Las pizarras y las areniscas de Zapotitlán corresponderán al Neocomiano Superior y al Apt.-Urgoniano, según estudios provisionales de Aguilera; aquí tenemos que ocuparnos solamente de las divisiones más altas.

De las calizas de Orizaba tenemos numerosos fósiles, de los cuales se encuentra también una parte en Texas en la llamada Serie Comanche. En la lista siguiente reunimos todos los fósiles que son comunes á Texas y á México:

FÓSILES.	TEXAS SERIE COMANCHE.		MÉXICO SEPTENTRIONAL.	MÉXICO CENTRAL Y MERIDIONAL.
	División Fredericksburg.	División Washita.	Facies texana.	Facies mexicana.
Nodosaria texana Con.....	—	+	—	+
Patellina texana Roem.....	+	—	—	+
Trochocyathus texanus Con.....	?	?	+	—
Salenia mexicana Schlüt.....	?	?	+	—
Diadema texana Roem.....	+	—	+	—
Cyphosoma texana Roem.....	+	—	+	—
Pyrina Parryi Hall.....	?	?	+	—
Toxaster texanus Roem.....	+	—	+	+
Toxaster elegans Shum.....	—	+	+	—
Hemiaster ? texanus Roem [1].....			+	—
Ostrea carinata Lam.....	—	+	—	+
Ostrea anomiaeformis Roem [2].....			+	—

1 En el Austin Dallas Chalk (Black Prairie Series) de Texas; pero en México septentrional esta especie se encuentra en la división Washita.

2 En el Austin Dallas Chalk de Texas; de la misma Serie Black Prairie en el Norte de México.

FÓSILES.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Fredericksburg.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Washita.	MÉXICO SEPTENTRIONAL. Facies texana.	MÉXICO CENTRAL Y MERIDIONAL. Facies mexicana.
Ostrea Crenulimargo Roem.....	?	+	+	—
Ostrea cortex Con.....	+	—	+	—
Ostrea diluviana Lam.....	—	+	+	+
Gryphaea Pitcheri Mort.....	+	+	+	—
Gryphaea Pitcheri var. navia Hall.....	+	+	+	—
Gryphaea vesicularis Lam [1].....			+	—
Exogyra arietina Roem.....	—	+	+	—
Exogyra flabellata Goldfss.....	+	+	+	—
E. Matheroniana D'Orb.....	+	+	+	+
E. ponderosa Roem [2].....			+	—
E. texana Roem.....	+	+	+	—
Anomia argentaria Mort [3].....			+	—
Anomia micronema Meek [4].....			+	—
Plicatula incongrua Con. [5].....			+	+
Lima Kimballi Gabb.....	?	?	+	—
Lima Wacoensis Roem.....	+	+	+	—
Vola quinquecostata Sow. [6].....			+	—
Pecten quadricostatus Sow.....	+	+	+	—
Neithia occidentalis Con.....	+	+	+	—
Avicula pedernalis Roem.....	+	—	+	—
Inoceramus Cripsii Mant. [7].....			+	—
I. confertim-annulatus Roem [8]...			+	—
I. problematicus Schloth [9].....			+	—
Modiola pedernalis Roem.....	+	—	+	—
Trigonia crenulata Lam.....	+	?	+	+
Trigonia Emoryi Con.....	—	+	+	—
Cardita ? eminula Con.....	?	?	+	—

1 En la Serie Black Prairie de Texas; en México la especie se encuentra en numerosos ejemplares pero sólo cerca de San Luis Potosí, es decir, en un lugar donde la facies septentrional ya pasa en la meridional. ¡Aquí el fósil se halla en la división Washita!

2 En la Serie Black Prairie de Texas se encuentra también en todas las divisiones del Cretáceo de México septentrional.

3 Glauconitic beds (Black Prairie Series) en Texas; en la misma serie en México.

4 Como en la nota 2.

5 Austin Dallas Chalk en Texas; División Washita en México septentrional.

6 Glauconitic beds (Black Prairie Series) en Texas; División Washita en México septentrional.

7 Black Prairie Series en Texas; capas de transición entre la división Washita y la Serie Black Prairie en el Norte de México.

8 Como en la 6.

9 Como en la 6.

FÓSILES.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Fredericksburg.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Washita.	MÉXICO SEPTENTRIONAL. Facies texana.	MÉXICO CENTRAL Y MERIDIONAL. Facies mexicana.
Requienia patagiata White.....	+	—	+	+
Caprotina texana Roem.....	+	—	+	+
Monopleura texana Roem.....	+	—	—	+
Caprinula crassifibra Roem.....	+	+	+	—
Caprina texana Roem.....	+	?	+	—
Sauvagesia ? texana Roem.....	?	+	+	—
Cardium congestum Con.[1].....			+	—
Papyridea Sanctis–Sabae Roem..	?	?	+	—
Protocardia hillana Sow.....	+	+	+	+
Tapes hilgardi Shum.[2].....			+	—
Cyprimeria crassa Meek[3].....			+	—
Linearia texana Con.....	+	—	+	—
Pholadomya pedernalis Roem.[4]..	+	—	—	+
Phol. texana Con.[4].....	+?	+?	—	+
Turritella ? Leonensis Con.....	+	?	+	—
T. seriatim–granulata Roem.....	+?	+?	+	—
Natica texana Con.....	?	?	+	—
Tylostoma ? pedernalis Roem...	+	—	+	—
Tyl. ? praegrandis Roem.....	+	—	+	—
Vivipara strombiformis Schloth.	+	—	+	—
Chemnitzia ? texana Meek[5].....			+	—
Buccinopsis ? Conradi Hall.....	+	—	+	—
Volutilithes navarroensis Shum.[6]			+	—
Voluta texana Con.[6].....			+	—
Pleurotoma ? pedernalis Roem...	+?	—	+	—
Actaeonella dolium Roem.....	+	—	+	+
Actaeonella coniformis Roem.....	+	—	+	+
Tylostoma ? elevata Shum.....	+	—	+	—
Globiconcha ? planata Roem.....	+?	+?	+	—
Glob. ? tumida Shum.....	+?	—	+	—
Placenticeras Guadalupae Roem[7]			+	—

1 Glauconitic beds en Texas; división Washita en el Norte de México.

2 Probablemente en Eagle–Ford Shales en Texas (Black Prairie Series); en las divisiones Fredericksburg y Washita en México septentrional.

3 Eagle–Ford Shales en Texas; en las divisiones Fredericksburg y Washita de México septentrional.

4 También conocido en las divisiones Fredericksburg y Washita de la región de transición de las dos facies cerca de San Luis Potosí.

5 Austin Dallas Chalk en Texas; división Washita en el N. de México.

6 Parte superior de la Serie Black Prairie en Texas; lo mismo en México septentrional.

7 Austin Dallas Chalk ? en Texas; en las divisiones Fredericksburg y Washita en el Norte de México.

FÓSILES.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Fredericksburg.	TEXAS SERIE COMANCHE. División Washita.	MÉXICO SEPTENTRIONAL. Facies texana.	MEXICO CENTRAL Y MERIDIONAL. Facies mexicana.
Placenticeras placenta De Kay.[1]			+	—
Engonoceras pedernalis v. Buch.[2]	+	—	+	—
Baculites anceps Lam.[3].....			+	—

La lista anterior necesita algunas explicaciones. Contiene todos los fósiles de los cuales hasta ahora sabemos que son comunes al Cretáceo mexicano y al de Texas. Donde se encuentra un signo de interrogación es porque no se conoce hasta ahora en qué capa de la división se halla el fósil. Donde en la columna para Texas no hay ningún signo, el fósil proviene de un horizonte más alto del Cretáceo, y en la nota se halla la explicación necesaria.

Esta lista de fósiles nos muestra algunas relaciones interesantes: prueba antes de todo que ciertos fósiles en parte muy importantes se han encontrado en Texas en horizontes más altos que en México. Muy sorprendente es esto en el caso de la Vola quinquecostata Sow. que en Texas se encuentra como declara Hill, en la parte más alta del Cretáceo, mientras proviene en el N. de México seguramente sólo de la división Washita. En México se halla un Baculites que según Aguilera no se puede distinguir del Baculites anceps Lam.; pero proviene de la división Washita. Lo mismo es el caso con las amonitas importantes Placenticeras placenta y Pl. Guadalupae que se encuentran en México en la parte media del Cretáceo: la Serie Comanche; pero en Texas el horizonte es incierto.

De nuestra lista se infiere que en México hay dos facies, lo que se confirma por estudios geológicos, á saber: una facie septentrional que está casi conforme con la de Texas, una meridional que difiere totalmente de la texana. La septentrional tiene común con la texana, según el estado actual de nuestros conocimientos, 67 especies; la meridional solamente 16, aunque hay que considerar que en el S. de México falta la parte superior del Cretáceo, que correspondería más ó menos á la Serie de la Black Prairie. Todavía la diferencia es extraordinaria. Mientras en el S. predomina una facie calcárea, encontramos en el N. una más arenosa. Las calizas de Caprinidas del Sur de México hacen recordar las de Italia y de los Alpes meridionales. No se puede dudar que las calizas de Caprinidas del México meridional equivalen á una parte de la Serie Comanche de Texas, si bien no se puede pensar hoy en la identificación exacta de las divisiones y horizontes, ni siquiera se pueden en-

1 Glauconitic beds ? en Texas; en las divisiones Washita y Fredericksburg de México septentrional.

2 G. Boehm (Ueber Ammonites Pedernalis v. Buch.—Zeitschr. d. Deutsch. geol. Ges. 1898, págs. 183-201. Láms. V-VII) refiere esta especie al género Engonoceras; sus razones me parecen convincentes.

3 Austin Dallas Chalk en Texas; división Washita en México septentrional.

contrar los horizontes texanos en la facies septentrional de México, no obstante que ésta es tan parecida á la de Texas, que casi no es posible separarlas. Sobre la edad del Cretáceo texano se ha discutido mucho, G. Boehm[1] dice sobre este asunto: "Aehnliches Schwanken zeigt sich bei den texanischen Caprinidenkalken. Hill (Paleontology of the Cretaceous Formations of Texas.—The Invertebrate Fossils of the Caprina Limestone Beds. Proc. Biol. Soc. Washington, VIII, 1893, pág. 105) glaubt sie zum oberen Neocom oder an die Grenze von Neocom und Gault stellen zu sollen, während Heilprin (l. c. pág. 445) erklärt hatte, dass untere Kreideschichten in Texas nicht nachgewiesen seien. In neuester Zeit rechnet Douvillé (Compte-rendu sommaire des Séances de la Société géologique de France núm. 12, 1898, pág. 66) jene Rudistenkalke von Texas zum oberen Gault oder noch eher vielleicht, zum unteren Cenoman. Die Angaben von Hill im American Journal of Science, XLV, 1893, pág. 314 in der zweiten Fussnote unten beruhen auf Missverständniss."

"Die mexicanischen Caprinidenkalke haben das wechselvolle Schicksal der texanischen getheilt. Neuestens hat Douvillé (l. c. pág. 66) das Vorkommen der Gattung Schiosia bei Coalcoman festegestellt. Der Ort. liegt im pacifischen Küstenstaat Michoacan." En razón de conjunto de la fáunula, G. Boehm logra finalmente colocar las calizas de Escamela en el Cenomaniano Superior. Este resultado corresponde perfectamente con aquello que obtenía Aguilera en el estudio de la totalidad de las faunas cretáceas de México. Yo creo de mucho valor el hallazgo de Vola quinquecostata, Protocardia Hillana, Exogyra flabellata, Ostrea carinata, O. diluviana, formas que son típicas para el Cenomaniano y el Turoniano; se encuentran en México en parte en la Serie Comanche, en parte en las calizas de Orizaba equivalentes á aquella.

Significativa es también la presencia de Engonoceras, que se conoce en Europa solamente en el Cenomaniano. Es además importante para la determinación de la edad de las calizas de Orizaba, que todas las calizas de Caprinidas encontradas hasta ahora están consideradas como pertenecientes al Cenomaniano ó al Turoniano, de lo cual se ve un buen cuadro de distribución en el trabajo de G. Boehm (l. c. pág. 181 pl.).

También Johannes Boehm[2] se adhiere recientemente á la opinión aquí tomada; él pone en el Cenomaniano Engonoceras Pedernalis, E. Hilli, E. belviderense, E. Roemeri, E. Gabbi, etc., que provienen de la Serie Comanche, y en el Turoniano Engonoceras Dumblei y Eng. G. Stolleyi que se ha encontrado en la división Eagle Ford. Así se muestra más y más que todos los geólogos y paleontólogos que se ocupan de la Serie Comanche y las calizas de Orizaba se inclinan á la opinión de que éstas pertenezcan al Cenomaniano.

Según los estudios hechos hasta el presente llegamos á la separación siguiente de las divisiones:

1 G. Boehm, Ueber Caprinidenkalke aus Mexico.—Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1898, pg. 331.

2 Joh. Boehm, Ueber Ammonites Pedernalis v. Buch. Zeitschr. d. Deutschen geol. Gesellsch. 1898, pág. 197 y el esquema pág. 201.

Región de Orizaba y Tehuacán. Facies de México meridional.		Texas y México septentrional.		Pisos.
Calizas de Escamela...	Calizas de Orizaba.	Washita division.....	Comanche Series.	Turoniano.
Calizas de Maltrata...		Fredericksburg division.		Cenomaniano.
		.....?.....		.....
Pizarras de Necoxtla..	Pizarras de Tehuacán.	Trinity division.....		Apt.–Urgoniano.
Pizarras y areniscas de Zapotitlán.....		....?.....		..... Neocomiano Sup.
Pizarras calcáreas negras.				..... Neocomiano medio é inferior
				.....
Jurásico Superior ó formaciones más antiguas.				Jurásico Sup.

Debajo de las pizarras y areniscas de Zapotitlán están situadas las pizarras calcáreas negras ya descritas por mí,[1] éstas representan probablemente todo el Neocomiano medio é inferior.

Nuestra separación en divisiones naturalmente no puede ser más que provisional, porque el estudio de las faunas no ha adelantado bastante. Entretanto es seguro que las calizas de Orizaba, á saber: las calizas de Escamela y las de Maltrata corresponden á la Serie Comanche; que en los alrededores de Orizaba y probablemente en la mayor parte del S. de México se dejan distinguir tres divisiones, y finalmente, que hay dos facies diferentes en México: una meridional y otra septentrional. Esto basta ahora para la comprensión de las condiciones tectónicas de Orizaba, cuya explicación es el objeto principal de este trabajo.

Probablemente tenemos que renunciar á la identificación de capas y subdivisiones americanas con las nuestras, primeramente, porque la facies de todos los pisos de México es diferente de la de los Estados Unidos del Norte, con excepción de la menor parte del México septentrional, cuya facie es parecida á la de Texas; en segundo lugar, es aún muy incierto si todas aquellas divisiones y "beds" representan verdaderos horizontes, al menos parece que faltan fósiles realmente característicos. Será probablemente necesario reunir

1 Böse, Ueber Lias in Mexico.—Zeitschr d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, pg. 174.

con el tiempo una multitud de "beds" en uno ó en algunos horizontes; la mayor parte de los "beds" tendrá solamente un valor local. Esto será también la razón por qué la separación de los pisos cambia casi cada año, con lo cual en Texas sólo las divisiones Washita y Fredericksburg quedan estables, mientras cada vez cambia el número de sus "beds" y subdivisiones. Para convencerse de la exactitud de estas observaciones compárense los nuevos trabajos de Robert T. Hill[1] y J. A. Taff[2] sobre el Cretáceo texano. No podemos poner nada al lado de los beds allí descritos, al menos en el S. de México, porque por ejemplo, en las calizas de Escamela, en todos los beds, los fósiles principales serían los mismos, solamente que se encuentran en diferente asociación, lo que es también el caso en el Cretáceo texano.

1 Robert T. Hill, A preliminary annotated check list of the cretaceous invertebrate fossils of Texas, Bull. Geol. Surv. of Texas, num. 4, Austin, 1898, pg. IX, XIV ff.

2 J. A. Taff, Reports on the cretaceous area north of the Colorado River, Third Annual Report of the Geol. Surv. of Texas, 1891, Austin, 1892, pgs. 269–279.

J. A. Taff, Report on the cretaceous area north of the Colorado River. Fourth Annual Report of the Geol. Surv. of Texas, 1892, Austin, 1893, pgs. 244–308.

LAS CONDICIONES TECTÓNICAS.

Nuestro perfil sigue en general el curso del río Blanco, pero hacemos ver tanto el lado septentrional como el meridional del Valle. Comenzamos con la descripción de la parte oriental. El río Metlac proviene de un valle que nace del Pico de Orizaba y recorre la llanura de Córdoba. Mientras corta en su parte septentrional, principalmente los conglomerados modernos de la llanura mencionada, por ejemplo, en la muy celebrada barranca de Metlac, más al S. el río Metlac corta algunas cordilleras que forman el borde occidental de la llanura de Córdoba. Estos cerros se componen de calizas de Maltrata que aquí están muy plegadas, de manera que se cree algunas veces que las capas están verticales, cuando en verdad están plegadas en zig-zag. Nos ocupamos aquí solamente de los cerros que están situados al N. del río Blanco. Este se reune en Tzapoapan con el río Metlac, cambiando marcadamente su dirección en el punto de reunión y no corre más al E. sino siguiendo el borde de la montaña al S.E. El grupo de cerros que el río Blanco corta hacia el S. está limitado hacia el W. y el N.W. por el valle bastante plano de Orizaba, de modo que este grupo de cerros no tiene conexión inmediata con las sierras al W. de Orizaba. El cerro más alto, cuya altura es de 1,350 metros sobre el mar, se llama cerro de Chicahuaxtla, éste se compone completamente de calizas de Maltrata, que forman aquí bancos bastante gruesos, desprovistos casi totalmente de fósiles. Las capas están aparentemente casi verticales, pero están en verdad plegadas en zig-zag como se ha dicho más arriba. Al W. se junta con el cerro de Chicahuaxtla una sierra, que se compone de las pizarras de Necoxtla plegadas variadamente, en las cuales están intercaladas en el lado oriental de la sierra algunos bancos calcáreos gruesos. Estas pizarras de Necoxtla están puestas en conexión con las calizas de Maltrata por una fractura, en la barranca se ve muy bien el encorvamiento por arrastre (Schleppung, retroussement, bending) de las capas en el plano de la falla. Las calizas de Maltrata tienen aquí en general el rumbo N. 40° W. y la inclinación al S.W. Si seguimos las calizas en su rumbo, pasamos por la depre-

sión de Cuauhtlapan y llegamos otra vez á una sierra formada por calizas de Maltrata que desaparecen hacia el N. en la llanura de Orizaba y Córdoba, varias veces mencionada. En esta sierra encontramos solamente pocos restos de las pizarras de Necoxtla adyacentes discordantemente; pero también aquí la fractura es bastante bien evidente. Hacia el S. las pizarras son mucho más poderosas; se extienden hasta sobre el Río Blanco que allí, en una cascada grandiosa, muy visitada por excursionistas, llamada el Rincón Grande, salta sobre las pizarras en una barranca estrecha y profunda. Las pizarras están muy plegadas, particularmente en la subida desde Tuxpango á la hacienda de Escamela. Allí las pizarras no tienen el color amarillento general, ni el lustre de seda en los planos de las capas, sino son á menudo grises y hasta negras, calcáreas y apizarradas, en hojas menos delgadas, de modo que parecen aquellas pizarras calcáreas que encontré en la barranca de la Calera, directamente sobre el Jurásico.[1] Al otro lado del Rincón Grande, las pizarras de Necoxtla están cubiertas de modo normal por las calizas de Maltrata muy silizosas y en bancos delgados, y éstas por su parte están cubiertas por calizas de Escamela muy fosilíferas. Estas se pueden observar bien siguiendo el nuevo cañón que conduce hacia San Juan del Río.

Mientras que observamos aquí una serie normal de sedimentos, encontramos, yendo en el rumbo de las capas hacia el N., condiciones un poco diversas. Si se va desde la sierra, al N.E. de la depresión de Cuauhtlapan, hacia el P., se entra en un valle ancho y plano cuya superficie se compone en su mayor parte de toba caliza, más abajo, de conglomerados recientes ó ya de edad cuaternaria. Por esta toba caliza el pueblo de Ixtaczoquitlán ha recibido su nombre, que quiere decir "lugar del lodo blanco," á saber, el que se forma del desgaste de la toba calcárea. En el N. de esta planicie se eleva el grupo del cerro de la Escamela, masa aparentemente compuesta de un material completamente homogéneo y que se compone en realidad de tres bandas diferentes: en el E. se halla una banda de calizas de Escamela con rumbo N. 30° W. é inclinación de 45° al S.W., que han recibido su nombre de este cerro; después sigue hacia el W. una banda estrecha de pizarras de Necoxtla muy plegadas, pero en general teniendo la inclinación hacia el W.; la última parte más al W. del cerro se compone también de calizas de Escamela que están casi perpendiculares, pero siempre con inclinación hacia el W., rumbo N. 40° W. En esta parte de las calizas se hallan diversas canteras. La caliza de Escamela admite un pulimento muy hermoso y se usa con preferencia como mármol para edificios de lujo, monumentos, etc. Los cortes tranversales de los fósiles dan á este mármol un dibujo especial, de modo que se asemeja por el aspecto al Dachsteinkalk transformado en losas de los Alpes y de las calizas cretáceas empleadas de la misma manera en la Italia meridional. En las canteras del cerro de la Escamela se encuentran numerosos fósiles, pero en pocos casos es posible sacarlos de la roca; los más frecuentes son Hippurites, formas parecidas á Caprinas ó Caprotinas, Ichthyosarcolites y Nerineas.

1 Böse, Ueber Lias in Mexico.—Zeitschrift. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, pg. 174.

Al S.E. del pie del cerro de la Escamela se halla un manantial que forma un arroyo que proviene de las calizas de Escamela. Este fenómeno es bastante frecuente en los alrededores de Orizaba; tales manantiales se denominan "Ojo de agua;" estos forman generalmente una cavidad pequeña al pie del cerro de la cual sale un arroyo abundante; volveremos después á este fenómeno que está en conexión con los numerosos ríos subterráneos.

Yendo del cerro de la Escamela más al W. encontramos otra vez un valle ancho y plano que desciende del Pico de Orizaba (Citlaltépetl). El fondo del valle consiste casi exclusivamente de pedruzcos eruptivos y arenas volcánicas. En el punto de reunión de este valle con el del Río Blanco está situada la ciudad muy antigua de Orizaba, ya conocida por Cortés.

Al W. de la ciudad se levanta el cerro del Borrego. Este consiste en su parte meridional, casi completamente de calizas negras, silizosas, con zonas delgadas de pizarra; estas calizas tienen el rumbo N. 30° W. y se inclinan bajo un ángulo de 65° hacia el S.W. Algunos viajeros americanos como Scudder han tenido estas calizas por paleozoicas, pero solamente por su carácter petrográfico. Ya Heilprin[1] dice: "I found no fossils in this rock and I suspect that it belongs to a somewhat different horizon from that of the gray marbles of the cerro de Escamela, but I could not absolutely satisfy myself as to its true relations." Los fósiles son verdaderamente muy raros allí; pero en intercalaciones de calizas arenosas se encuentran cortes de Caprotinidas. Las calizas del cerro del Borrego son verdaderas calizas de Maltrata. Oblicuamente á la dirección de la sierra, el cerro del Borrego está recorrido por una línea de fractura con el rumbo N.-S. Al W. de esta línea hay las mismas calizas de Maltrata pero con el rumbo N. 25° W. y la inclinación 30° N.E. En la parte septentrional del cerro esta línea de fractura se deja reconocer difícilmente y en pocos lugares, porque casi todas las pendientes están cubiertas de una vegetación tropical densa. Siguiendo hacia el W. se ve que la inclinación de las capas pronto cambia otra vez, aquí vemos el rumbo N. 30° W. y la inclinación 20° S.W. Desde aquí queda constante el rumbo hasta Nogales, solamente que la inclinación se hace más rápida hacia el W. Las calizas de Maltrata componen una sierra alta que en el W. se junta con el Alchipín. Antes de Santa Catarina se hallan solamente calizas en lechos delgados con segregaciones de pedernal. Fósiles son muy raros y solamente se encuentran á veces cortes de bivalvos. Estas calizas en lechos delgados están cubiertas por una masa dolomítica de un espesor no muy grande, sobre la cual, en la región de Santa Catarina, hay una masa de calizas grises compactas. Sobre éstas encontramos otra vez las calizas silizosas en lechos delgados que contienen en Tenango también capas delgadas de pizarras amarillentas de lustre de seda.

En Tenango desciende un valle que comienza entre el Alchipín y el cerro

1 The Geology and Paleontology of the cretaceous deposits of Mexico.—Proc. Acad. Nat. Sc. Philadelphia, 1890, pg. 462.

ya mencionado, que se compone de calizas de Maltrata y alcanza una altura de cerca de 2,400 metros. Al W. del origen del valle existen acantilados gigantescos de rocas en el lado del Alchipín; estos acantilados caracterizan el principio de las calizas de Escamela que aquí yacen normalmente sobre las calizas de Maltrata. Toda esta serie de rocas se continúa hasta el borde de la Mesa Central, donde está cubierta por las rocas eruptivas y las areniscas volvánicas del Pico de Orizaba. Volveremos después á estas calizas de Escamela. Las calizas de Maltrata tienen aquí aparentemente un espesor extraordinario, pero supongo que las calizas se hunden en escalera hacia el E., tales fracturas pequeñas se pueden mostrar raras veces ó nunca por la cubierta densa de vegetación. Antes de ocuparnos más con esta parte del perfil, describiremos el lado meridional del Río Blanco.

Al S. de Orizaba está el cerro de San Cristóbal. En el lado septentrional de este cerro no se puede ver casi nada por la vegetación; pero el lado meridional está perfectamente desnudo y solamente cubierto de zacate y bosques aislados. Entre Xalapilla y Tlilapan reconocemos que el rumbo de las capas se desvía totalmente del de la montaña antes descrita, siendo el rumbo aquí N. 70° W.; los estratos forman un anticlinal cuyo flanco septentrional está mucho menos descubierto que el meridional. Este anticlinal consiste en su mayor parte de calizas de Escamela muy fosilíferas que están sobre calizas de Maltrata. El flanco meridional del anticlinal se deja seguir hacia el E. en la montaña de San Juan del Río, el septentrional no parece estar descubierto en distancia mayor. Al S.W. del cerro de San Cristóbal está limitado el anticlinal por discordancia en parte con pizarras de Necoxtla, en parte con calizas de Maltrata. Las calizas de Maltrata que componen el cerro de Huiloapan se inclinan hacia el S.W., y al W. de Tlilapan se presenta bajo estas calizas una pequeña parte de pizarras de Necoxtla. Estas rocas están cortadas por una fractura con el rumbo casi de E.–W., de manera que en el E. las pizarras de Necoxtla y en el W. las calizas de Maltrata están en conexión con las calizas de Escamela del cerro de San Cristóbal.

Lastimosamente por la vegetación densa no se puede reconocer qué dislocaciones hay en el cerro de Huiloapan, en todo caso el cerro consta de calizas de Maltrata. Subiendo de Huiloapan hacia el S.W. por una de las barrancas profundamente cortadas, se ve en la salida del valle un poco arriba de Huiloapan, calizas silizosas sobre las cuales ya en gran altura yacen calizas dolomíticas de un espesor no muy grande. Siguen calizas compactas de color gris azulado sin fósiles que sucesivamente pasan á verdaderas calizas de Escamela. En el valle de Santa Rosa, en el cual va el camino principal para Necoxtla, están las pizarras de Necoxtla sobre las calizas de Escamela, á causa de una falla inversa. Desgraciadamente sólo la parte superior de las pizarras de Necoxtla es visible aquí, pero la sobreposición por calizas de Maltrata en el lado occidental es muy claramente discernible. El lugar donde se ve mejor la sobreposición se encuentra cerca de Santa Rosa, allí hay calizas de Escamela y siguen hacia el W. las pizarras de Necoxtla, de esta manera:

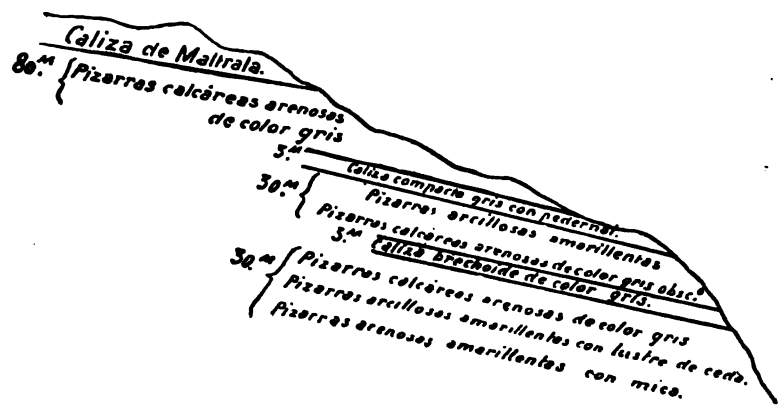


Fig. núm 1.—Entre Necoxtla y Santa Rosa.

Corte estratigráfico de la parte superior de las pizarras de Necoxtla.

En la parte inferior se encuentran pizarras arenosas, amarillentas, con mica, que en su aspecto se asemejan á las pizarras del Potrero.[1] Sobre éstas vemos pizarras amarillentas con lustre de seda y otras de color gris claro; siguen pizarras calcáreas grises muy arcillosas y de un grano muy fino. Sobre éstas se halla un banco grueso de caliza gris brechoide sin fósiles; sobre éste otra vez pizarras calcáreas arenosas de un color gris obscuro, muy semejantes á las mencionadas antes, y sobre éstas las pizarras amarillentas, en parte con lustre de seda. Sigue otro banco de caliza gris con segregaciones de pedernal y sobre éste pizarras calcáreas arenosas grises de un grano más grueso, bastante poderosas, y una especie de arenisca calcárea en lechos delgados. Todos estos sedimentos desgraciadamente no tienen ningún fósil; sobre esta serie yacen las calizas de Maltrata. La tierra de desgaste de las pizarras de Necoxtla da una especie de arcilla plástica usada por los indios para la fabricación de grandes jarros.

Solamente en pocos lugares se ve en la subida á Necoxtla que la fractura es una falla inversa, cuyo plano está inclinado hacia el W. Se puede seguir la línea de fractura en una grande distancia hacia el S.; es una de las grietas longitudinales más importantes de toda la región; la encontraremos también en el lado septentrional del valle donde está un poco dislocada por la fractura transversal en el valle del Río Blanco.

Yendo de Necoxtla, que está ya casi sobre la falla inversa, hacia el W., pasamos un pequeño valle en forma de concha, formado de calizas de Maltrata que hacia el S. están cubiertas por calizas de Escamela con muchísimos fósiles. Bajando después más hacia el W. se ve que en el valle que desciende hacia Ojo Zarco las calizas de Maltrata están muy plegadas, pero en pliegues que son bastante grandes; solamente más al W. comienzan los pequeños pliegues, de los cuales unos están empujados sobre los otros y que serán descritos después.

1 Böse, Ueber Lias in Mexico, pág. 175.

Volvamos á la descripción del lado septentrional del valle del Río Blanco. Subiendo desde Tenango se encuentran numerosos pedruzcos eruptivos, principalmente de basalto que provienen probablemente de un dique que debe existir debajo del puerto; es lástima que no me haya sido posible hasta ahora descubrir la situación exacta del dique, porque el valle es muy difícilmente accesible. Al W. de Tenango comienzan las calizas de Escamela, como ya lo hemos mencionado; forman el fondo del valle que desciende de la Sierra de Agua. Las calizas de Escamela se dejan seguir en el valle del Río Blanco, casi hasta la hacienda del Encinal, que está al otro lado de Nogales; también allí hay grandes canteras de mármol. En Nogales y justamente cerca de la iglesia asoma una cantera de la parte superior de las calizas de Maltrata, pero solamente en un espesor de pocos metros. Siguiendo el nuevo camino carretero para acarreo de leña que conduce á la Sierra del Agua, se sube mucho tiempo en calizas de Escamela extraordinariamente fosilíferas. Donde el camino hace una gran vuelta hacia el W. en la falda del cerro de la Escuela se encuentran las margas y pizarras de la división Necoxtla. Aquí ésta consiste principalmente en pizarras arcillosas, amarillentas, con lustre de seda y margas calcáreas, verdosas, duras. Las margas se inclinan como las calizas de Escamela, hacia el W., con rumbo N. 15° W. Donde el camino entra otra vez en las calizas tienen éstas el rumbo N.–S. y se inclinan bajo un ángulo de 30° hacia el E. En el cerro de la Escuela la caliza tiene el rumbo E.–W. y se inclina bajo 30° hacia el S. Tenemos aquí, pues, un terreno muy quebrado cuya tectónica detallada se podría representar gráficamente sólo en una escala muy grande. Las diferencias en el rumbo de las capas son causadas por pequeñas fracturas transversales.

Siguiendo las calizas de Escamela en el fondo de la barranca se encuentra que pasan también al lado occidental y que las pizarras de Necoxtla son empujadas sobre las calizas; la falla inversa es aquí muy clara y se puede seguir fácilmente; es la misma línea de dislocación que hemos reconocido en Necoxtla, solamente que la fractura está dislocada una vez al E. en Nogales y otra vez al W. en el cerro de la Escuela y su dirección se aproxima aquí más al rumbo N.–S. mientras en Necoxtla es casi N.W.–S.E. Al W. del cerro de la Escuela encontramos otra vez las pizarras de Necoxtla, componiéndose principalmente de pizarras arcillosas de color gris y amarillento, con lustre de seda, pero hay también más arriba las margas calcáreas grises con rumbo N. 20° W., é inclinación de 30° W. Siguiendo el camino carretero se observa en la cresta del cerro la sobreposición por calizas silizosas. Después vuelve el camino otra vez en las pizarras de Necoxtla que aquí gradualmente adquieren un espesor más considerable. Encontramos aquí también como en Santa Rosa bancos de caliza intercalados; sobre éstos se levantan aún cerros compuestos de las pizarras amarillentas con lustre de seda. Encima de éstas están situadas las calizas de Maltrata que están cubiertas solamente en los cerros más altos, como el cerro del Coyote y el cerro de La Ortiga, por pequeños parches de calizas de Escamela. Cuanto más nos acercamos á la hacienda de

la Sierra de Agua, tanto más poderosa se hace la zona de pizarras. Aunque los afloramientos no son buenos en todas partes, la tierra de desgaste nos muestra que entre la serie de cumbres del cerro de la Ortiga, cerro del Coyote, etc., y las calizas de la barranca que desciende de la Sierra de Agua, hay exclusivamente pizarras de Necoxtla.

Siguiendo otra vez el camino á la Sierra de Agua nos quedamos hasta una grandiosa garganta llamada Boca del Toro, en pizarras de Necoxtla con intercalados bancos de calizas sin fósiles. En Boca del Toro el camino entra en las calizas de Escamela de la falla inversa. Esta barranca con sus acantilados poderosos no es una sencilla barranca de erosión; las paredes están formadas por planos paralelos de fracturas, y á la primer ojeada se podría pensar que la barranca es uno de aquellos valles de agrietamiento de los cuales se hablaba mucho en el principio y hasta á mediados de este siglo. En verdad existen numerosas fracturas paralelas entre las cuales el material ha sido removido en parte por la fuerza del agua. Es sorprendente el hecho de que toda la barranca está cortada en las calizas de Escamela; si el valle hubiese sido formado sólo por erosión, el thalveg habría seguido con seguridad las pizarras mucho más blandas. Me explico el caso de la manera siguiente:

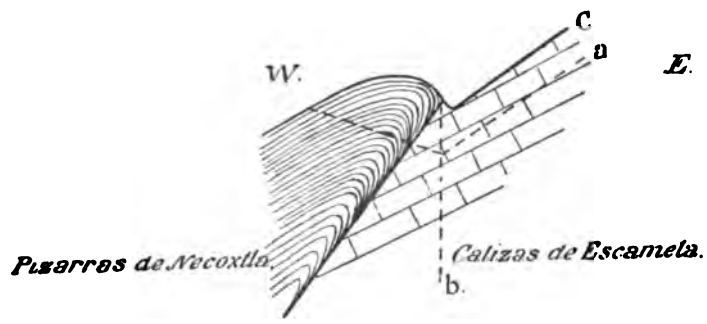


Fig. núm. 2.—Boca del Toro.

a, Perfil actual. b, Línea que indica la dirección del trabajo de la erosión. c, Perfil á principios del trabajo de la erosión.

Por la falla inversa se formaba seguramente un canal (línea c) que el agua recorría entre las pizarras y las calizas; pero trabajaba después en sentido vertical siguiendo la línea b, de modo que en la parte superior del valle se formaba la línea del perfil actual a. El thalveg se ha desviado de la línea de fractura hacia el E., y cuanto más profundamente cortado está el valle, tanto más lejos se halla el thalveg de la falla inversa; por esto en la carta, thalveg y falla están considerablemente divergentes.

Otra circunstancia curiosa es que en parte de la barranca no corre agua, pero que el arroyo tiene un álveo subterráneo. Volveremos á este fenómeno en un capítulo especial, porque tiene gran importancia para una parte del S. de México.

Donde el valle llega á la hacienda de la Sierra de Agua desaparecen los sedimentos debajo de los conglomerados y arenas volcánicas de la Mesa Cen-

tral más estrictamente del Pico de Orizaba. Estos conglomerados, etc., cubren todo el terreno al N.E. del cerro del Coyote. Al E. de la Sierra de Agua se extienden las poderosas calizas de Escamela y de Maltrata que forman la continuación del Alchipín y del cerro del Borrego; también éstas desaparecen hacia el N. debajo de los productos volcánicos.

Volveremos á Nogales. Allí encontramos cerca de la iglesia calizas de Maltrata de poco espesor con pizarras intercaladas y sobre aquellas concordantemente, calizas de Escamela extraordinariamente fosilíferas. De entre éstas sale un arroyo muy abundante de un Ojo de Agua en forma de estanque, aquí llamado laguna. Entre Nogales y la hacienda del Encinal situada al W. se encuentra un pequeño dique de basalto, en el Encinal mismo sigue un dique mayor de basalto que está en el lugar donde la falla inversa debía encontrar al valle del Río Blanco, pero el dique seguramente no tiene ninguna relación con esta línea de dislocación, porque la falla inversa no causa grietas sino compresión en la roca. Supongo que el dique sale exactamente en el punto donde las fracturas transversales del cerro de la Escuela cortan á la falla inversa, y que el basalto llega al valle por mero rebozamiento. Más al W. encontramos otra vez las calizas de Maltrata con insignificantes restos de una cubierta de calizas de Escamela fosilíferas. Estas calizas de Maltrata son la continuación de las que encontramos en el camino á la Sierra de Agua. Las calizas de Maltrata componen toda la montaña hasta la depresión de Maltrata. Mientras que las calizas en el cerro de la Ortiga y su continuación están poco plegadas y se inclinan constantemente hacia el W., más al W. muestran un plegamiento considerable. Tenemos que mencionar que en Zapotl y en Calera existen tobas volcánicas modernas de un espesor no muy considerable.

El ferrocarril de Veracruz al cual seguimos en general con nuestro corte, sale en Nogales del valle principal del Río Blanco y entra en un valle secundario. Mientras el primero tiene su continuación al S.W., tiene el valle secundario un rumbo E.–W. En Maltrata el ferrocarril abandona también este valle para desviar sobre La Bota y Alta Luz en curva poderosa hacia el N. y alcanzar de esta manera la altura de la Mesa Central en Boca del Monte.

Entre el valle que sigue el ferrocarril y el valle del Río Blanco, se levanta el grupo montañoso de Cuxtitlán. Este consiste de una cresta alta que proviene de la Mesa Central y se bifurca al E. de Cuxtitlán en dos bandas, entre las cuales está situado un valle profundo. Todo este grupo consta de calizas de Maltrata con excepción de un pequeño dique de basalto en la depresión, cerca de la ranchería de Cuxtitlán. Mientras el material es homogéneo, la tectónica es sorprendentemente diversa. En toda la parte oriental del grupo las capas tienen el rumbo N. 15° W. y se inclinan bajo un ángulo de 20–35° hacia el W. Esta inclinación uniforme se puede observar hacia el W. hasta el llamado Infiernillo del ferrocarril veracruzano. Allí la parte con estratificación uniforme está cortada como con un cuchillo y las capas se hallan

Fig. 1. BARRANCA DE MALTRATA.
Pliegues en zigzag oblicuos en las calizas de Maltrata.

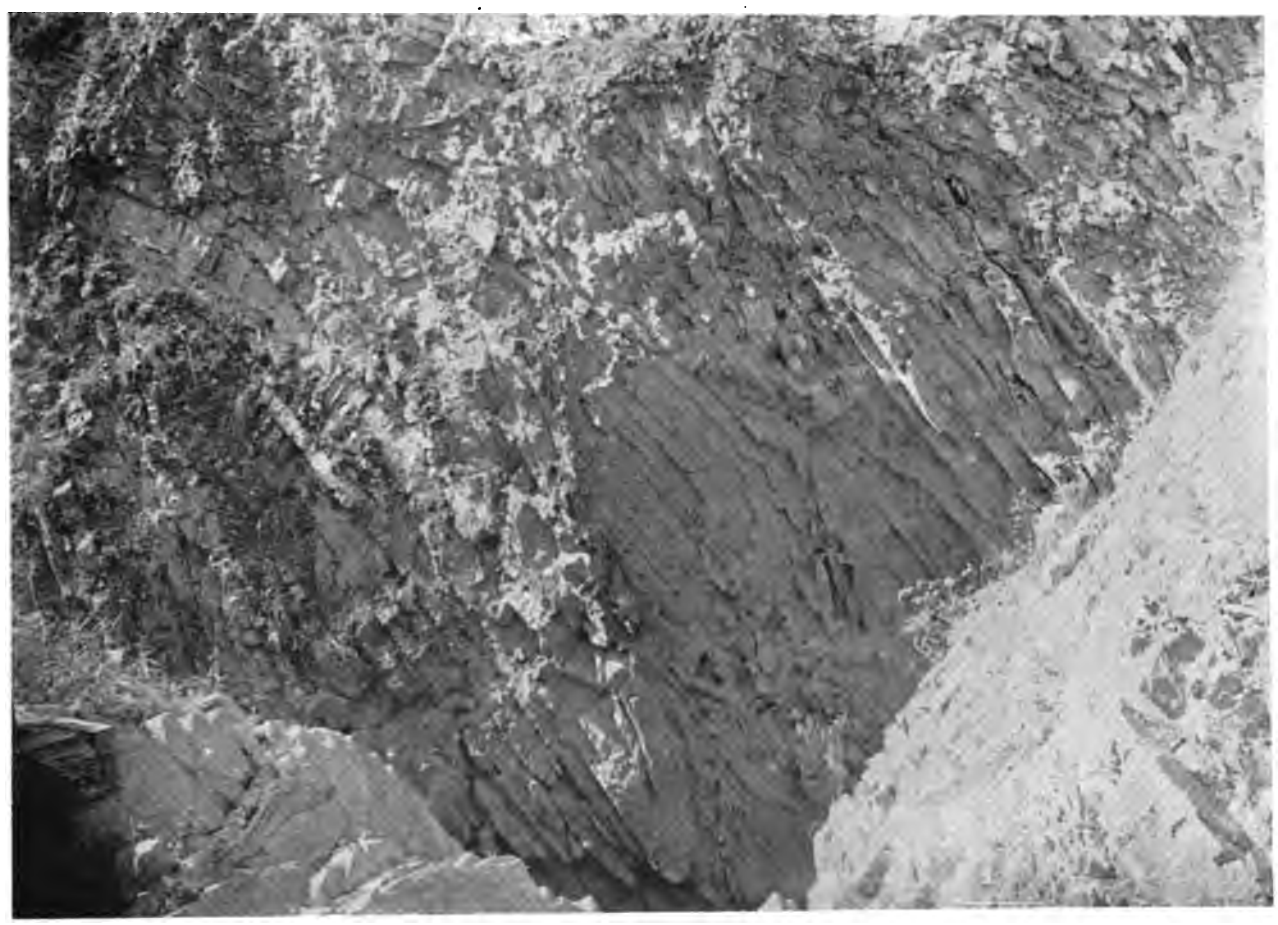


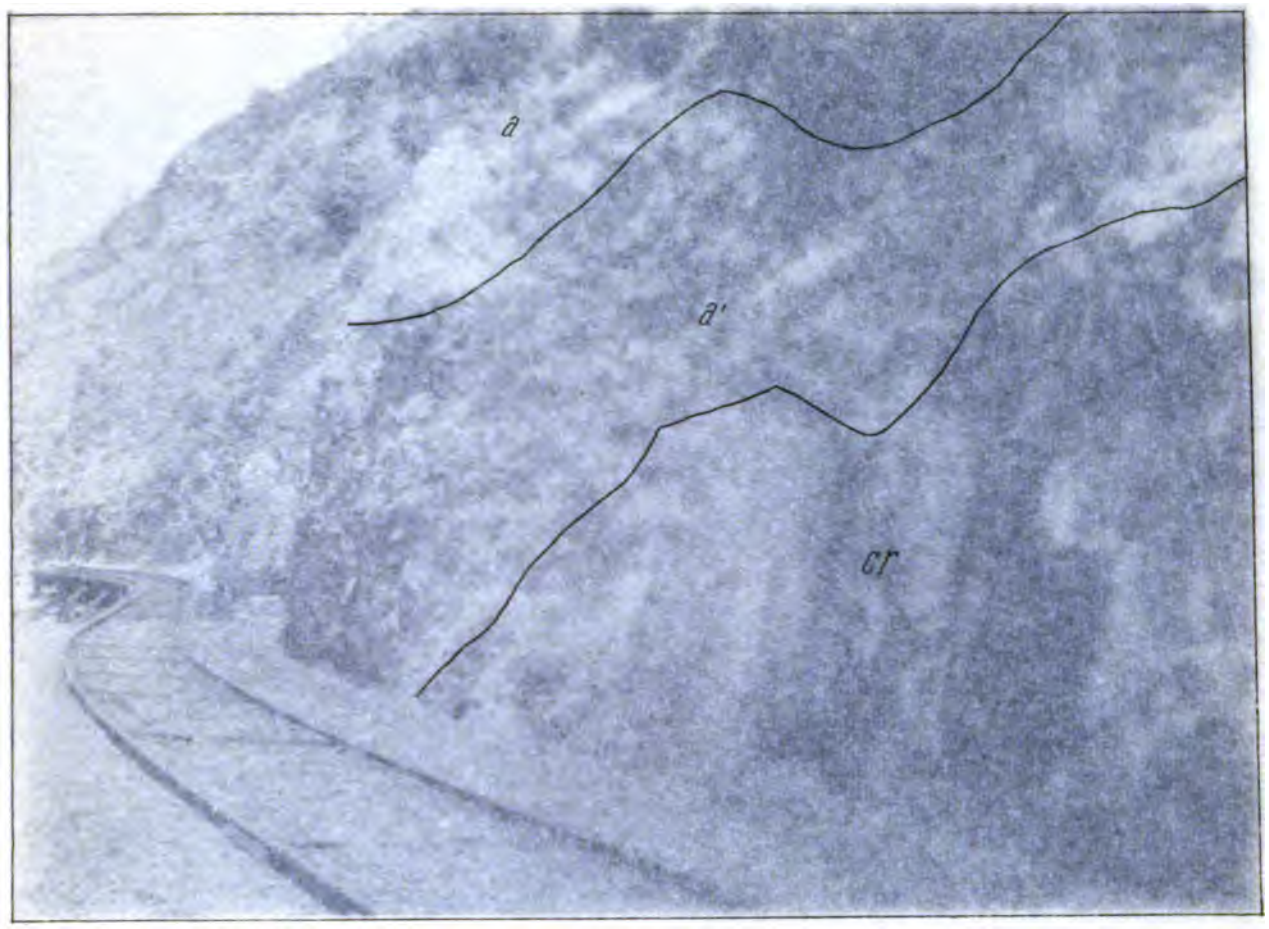
Fig. 2. BARRANCA DE MALTRATA.
Pliegues en zigzag oblicuos en las calizas de Maltrata; detalle de un acantilado grande.

plegadas de manera sorprendente y particular. La grandeza del fenómeno la indican las palabras siguientes de Heilprim (loc. cit. pg. 462 p. p.): "Between Orizaba and the eastern crest of the plateau the limestones, rising higher and higher, are exposed in almost continuous section. In the deep gorge of the Infierno below Maltrata, the shattered and contorted beds form a wonderful exhibit, and bear witness to the tremendous strains that were impressed upon the rock-masses at the time of their uplifting. It seems to me probable that the mountains about here have suffered secondary dislocation, having been warped and twisted from a primal position, through successive volcanic squeezes and discharges. Along the northern face of the gorge heavy beds of lava, representing probably an early discharge from the Sierra Negra, rest directly upon the limestone, which appears, however, to have suffered but little alteration through contact with the igneous mass. Above Maltrata the rockfractures and dislocations follow rapidly on one another, and in short intervals the beds assume all positions and revertions. No more magnificent display of mountain architecture can be conceived than that which is presented in the steep upper face of the plateau scarpe. In some places, as at Alta Luz, the strata become "flaggy" and appear in thin shales verging on to slates. Possibly it is some of this rock, having a clearly ancient look, which geologists have from time to time considered as being Palaeozoic. Dollfuss mentions the ocurrence of palaeozoic strata near the Boca del Monte, but I failed to find any such outcrop; and I am certain that the series of Palaeozoic strata, from the Carboniferous to the Silurian, which Packard (American Naturalist XX p. 122) mentions as outcropping between the eastern crest of the great central plateau and the basal plain does not exist."

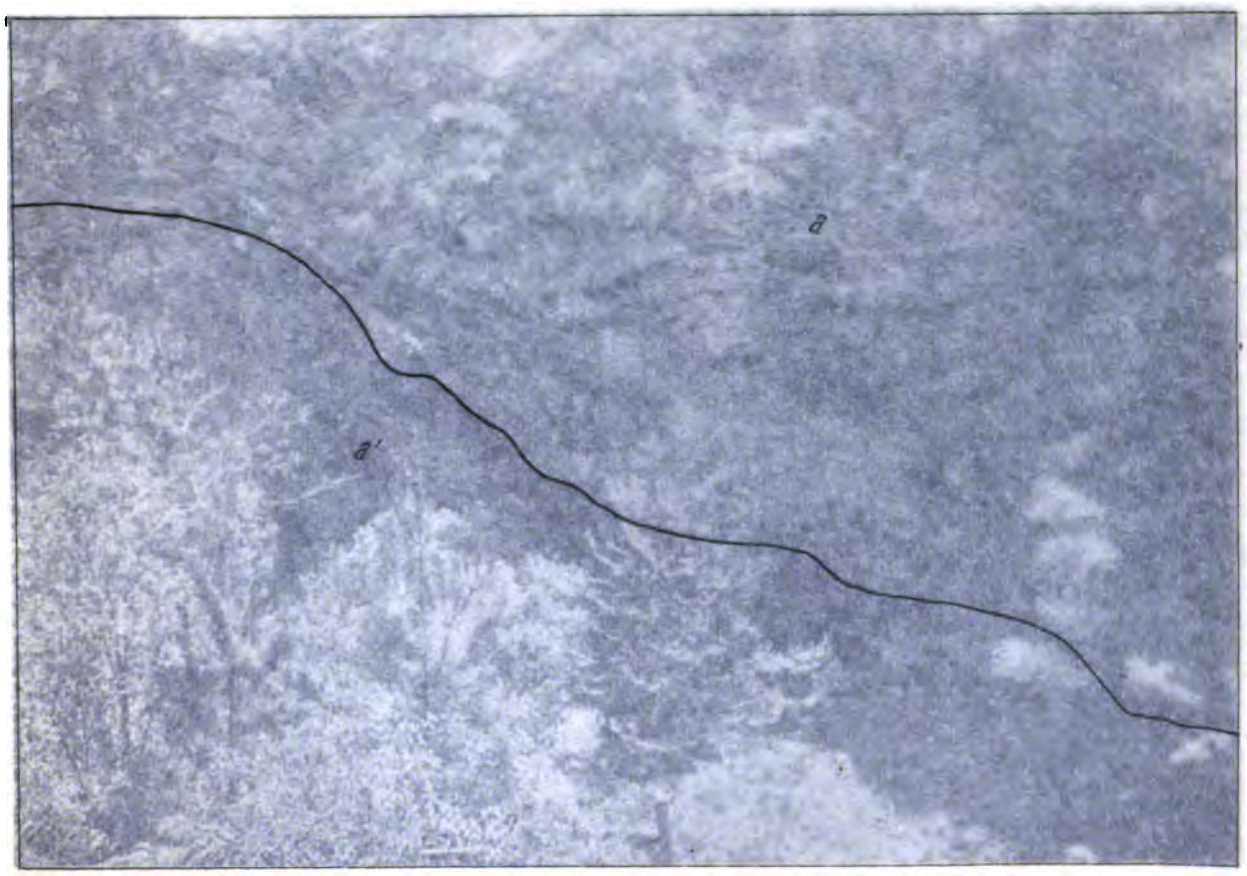
Qué diferencia entre esta descripción entusiasta y las palabras de Felix y Lenk que pretenden que estos pliegues sean secundarios y poco importantes Las ilustraciones (lám. 1) que acompañan á este trabajo muestran dos lugares en la gran barranca de Maltrata; desgraciadamente no era posible fotografiar más que pequeñas partes porque la barranca es muy estrecha y difícilmente accesible fuera del tramo del ferrocarril; pero toda la barranca muestra en una longitud de más de dos kil. continuamente los mismos pliegues. Donde el agua no ha formado acantilados no se observa nada de los pliegues, porque la inclinación es siempre hacia el W. (con pocas excepciones) y no se podría inducir de los pequeños afloramientos un plegamiento tan complicado. En verdad, toda la montaña hacia el W. está plegada de tal manera como nos lo enseñan los cortes y rebajes hechos por el ferrocarril veracruzano. Es sorprendente la forma de los pliegues que es siempre la misma en una extensión de 10 kil. transversales al rumbo de los estratos. Son siempre los mismos pliegues pequeños, oblicuos, que constituyen un gran sistema de pliegues paralelos oblicuos geniculados. Esta especie de plegamiento comienza en una línea determinada corriendo del N.W. al S.E.; circunstancia que debe parecer particular á la primera vista. Mientras la fig. 1 de la lámina 1 nos da la vista de un gran acantilado, la fig. 2 nos muestra detalles de otro acantillado mayor.

En todas partes se puede ver en estos pliegues que los estratos tienen su espesor normal en el punto de doblamiento; no se puede ver ninguna deformación por tensión ó estiramiento ni en el punto de doblamiento ni en el flanco medio. Hay fracturas solamente en muy pocos lugares, pero no pasan paralelamente á la dirección de los pliegues sino que atraviesan á los pliegues; es cierto, pues, que no se les puede considerar como producto del estiramiento de los flancos medios. La roca no se ha mostrado plástica en el procedimiento del plegamiento; al contrario, se ve que era muy frágil y quebradiza, pues las calizas silizosas están quebradas en un número enorme de pedacitos, que después en parte están soldados por arenillas de carbonato de cal. También los flancos no encorvados de los pliegues muestran numerosísimas fracturas. No se trata, pues, en ésta de una transformación sin fractura. La barranca de Maltrata nos muestra algunas otras cosas interesantes. Mientras los acantilados meridionales constan todos de calizas de Maltrata, se encuentran en el lado septentrional de la parte oriental solamente rocas eruptivas, á saber, andesita. En la parte occidental el lado septentrional muestra debajo calizas de Maltrata plegadas; sobre éstas un conglomerado de guijarros principalmente de andesita augítica vítrea de un espesor que varía desde 20 centímetros hasta cerca de 10 metros. Sobre este conglomerado se ha derramado en forma de una cubierta la andesita piroxénica. La fig. 1 de la lámina 2 muestra los estratos casi verticales (en realidad no paralelos sino plegados en rodilla) de la caliza de Maltrata; sobre ésta el conglomerado de la andesita augítica vítrea, y encima de ésta la cubierta de andesita piroxénica.

La cubierta tiene una extensión bastante considerable; se la puede seguir hacia el N. hasta el otro lado de la curva más septentrional del ferrocarril. El ferrocarril ha hecho aquí descubrimientos buenos. Tenemos que observar que en la barranca de Maltrata (Infiernillo del Ferrocarril, la verdadera barranca del Infiernillo está más al N.) no se ven fenómenos de metamorfismo de contacto en las calizas cretáceas. Desde la barranca hasta el otro lado de la gran curva del ferrocarril tenemos la misma formación de la roca eruptiva. El límite entre los sedimentos y las rocas eruptivas está en parte bien descubierto en el E. en diversas barrancas con la dirección N.–S., pero éste no es el caso en el W., porque hasta La Bota una zona estrecha de guijarros (en su mayor parte de calizas de Maltrata) separa las dos bandas de rocas diferentes. Antes de este lugar en donde el ferrocarril llega á las pendientes al N. de Alta Luz, la construcción del camino no descubre el contacto; pero existen allí las mismas condiciones que en el Infiernillo. Más al N. el límite no está bien visible, pero se encuentra allí un lugar no sin interés cuyas condiciones nos muestra la fig. 2 de la lámina 2. Tenemos aquí un conglomerado de grandes y pequeños pedruzcos de andesita augítica, vítrea, sobre la cual yace una cubierta de andesita augítica en lajas y bancos. Vista del otro lado de la pequeña baranca, la andesita augítica casi tiene el aspecto de una roca sedimentaria, tan claros y bien discernibles son los bancos; sólo muy cerca se reconoce la naturaleza de la roca. Más arriba encontramos aún una nueva masa de guijarros compuesta casi exclusivamente de andesita augítica vítrea,

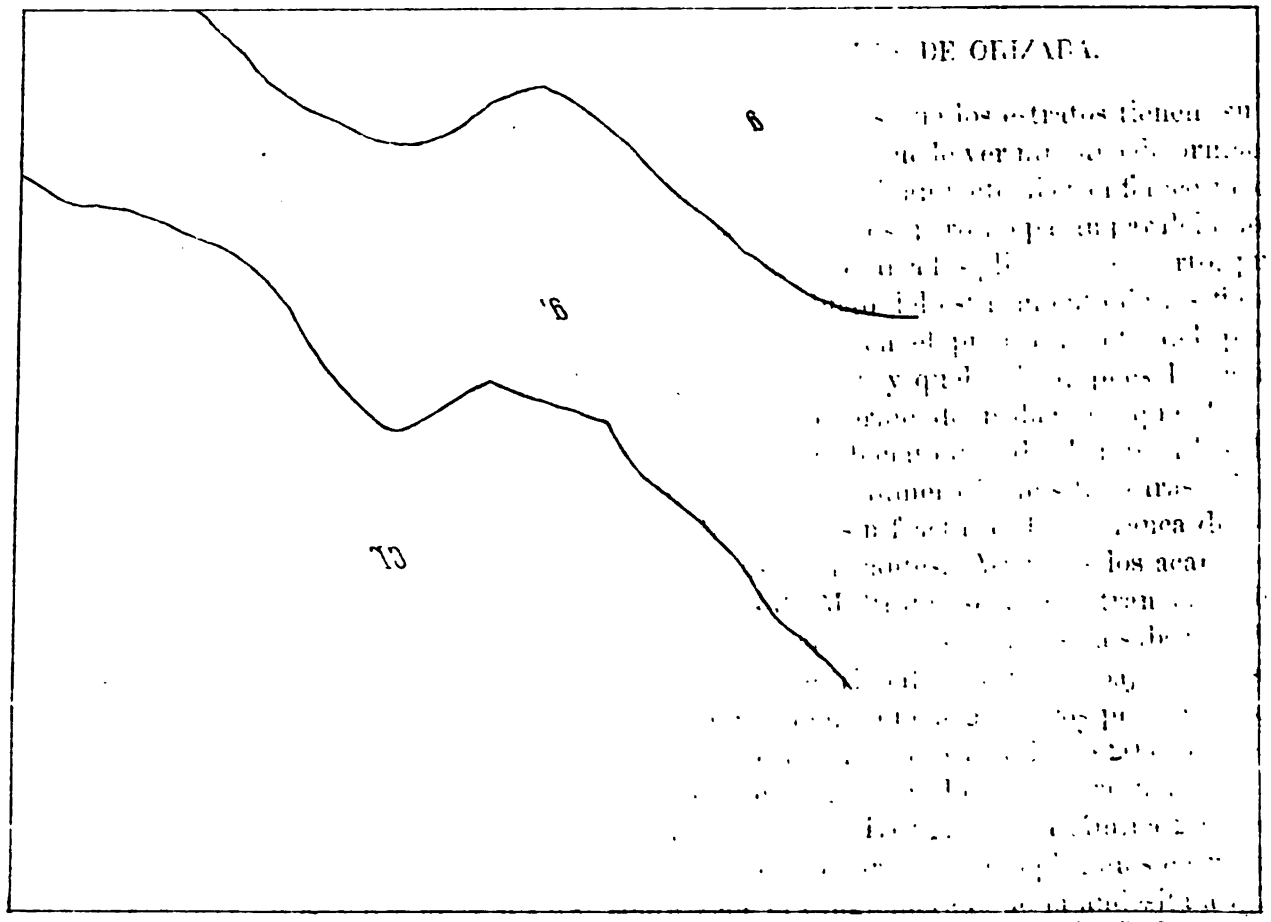


a. Andesita piroxenita
a' Conglomerado de Andesita augítica vítrea
cr. Caliza de Maltrata

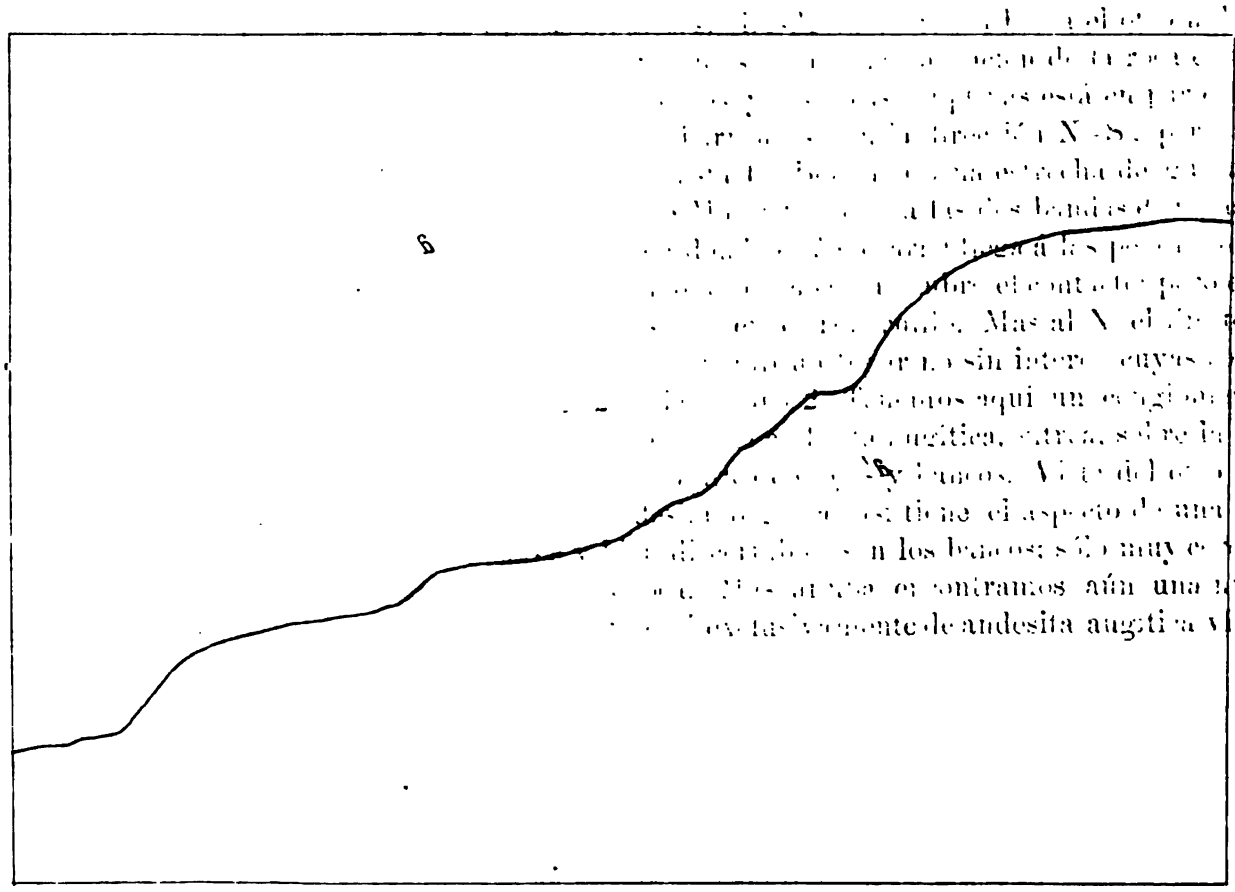


a. Andesita augítica en lajas
a' Conglomerado de Andesita augítica vítrea

PARTE DE LA ESTACIÓN DE TAPIA



a. Andesita piroxenica
a'. Conglomerado de Andesita augítica vítrea
cr. Caliza de Marinaia



a. Andesita augítica en lajas
a'. Conglomerado de Andesita augítica vítrea

Fig. 1. BARRANCA DE MALTRATA.

Fig. 2. AL NORTE DE LA ESTACION DE LA BOTA.

que se extiende hasta la mesa al pie del Pico de Orizaba. Al E. se hallan en la altura de la mesa calizas de Maltrata, que están inclinadas hacia el W. bajo un ángulo agudo. Bajando de esta masa calcárea hacia el S.E. siguen las calizas de Maltrata hasta la barranca que limita el cerro del Coyote en su falda septentrional; pero en el lado septentrional de la barranca se halla aún un pequeño dique de andesita augítica, que aparentemente es igual con el material de las erupciones más modernas del Pico de Orizaba. En el otro lado de la barranca vemos las calizas de Maltrata del cerro del Coyote.

Demos ahora una ojeada al lado occidental del valle de La Bota. Los pliegues sin número de los estratos cretáceos están muy bien descubiertos por el ferrocarril, pero el plegamiento es menos intenso que en el Infiernillo. Las calizas de Maltrata componen aquí toda la vertiente de la Mesa Central. Dollfuss y Montserrat,[1] cuya opinión aceptan Felix y Lenk,[2] consideran las calizas como paleozoicas, y Felix y Lenk utilizan esta idea como prueba para la existencia de una poderosa fractura longitudinal. No será necesario refutar esta opinión porque en estas calizas, á saber, en Alta Luz se ha encontrado el Acanthoceras ? Justinae Hill. Si los geólogos alemanes hubieran explorado un poco más detenidamente el borde de la montaña, se habrían convencido ciertamente de que las condiciones tectónicas son más complicadas allí de lo que ellos creyeron. Volveremos á esto en el capítulo sobre la formación de la Mesa Central. Entretanto no nos queda más que añadir que también en cada lado del valle de Maltrata se encuentran estas calizas silizosas que hemos denominado calizas de Maltrata. Solamente allí donde el camino para Boca del Monte se aparta del valle principal, hay un dique de basalto de olivino. El fondo del valle de Maltrata consiste en parte de areniscas arcillosas que pertenecen al Cuaternario y que contienen muelas, colmillos y huesos de Elephas. Desgraciadamente no logré obtener ninguna de las piezas, porque fueron enterradas secretamente por los indios. Las capas que contienen estos restos tienen el mismo carácter que las de la Mesa Central que contienen restos de Elephas y Equus en San Andrés Chalchicomula. Estos han sido descubiertos por el Sr. D. Eduardo Bárcena en la hacienda de la Candelaria y los ha regalado bondadosamente al Instituto Geológico de México, por cuya donación damos aquí también nuestros agradecimientos.

Donde las calizas de Maltrata llegan al borde de la Mesa Central están cubiertas ó por arenas y conglomerados volcánicos, ó directamente por basaltos. Numerosas pequeñas colinas de la Mesa entre Boca del Monte y Esperanza se componen de rocas eruptivas, las cuencas están rellenadas en parte por arenas volcánicas y en parte por aluviones. Toda la región contrasta con la región descrita antes. Mientras que arriba está todo desmontado, desolado y casi sin vegetación, las vertientes hacia el E. están cubiertas con la vegetación más abundante y densa. El paso de Boca del Monte á Maltrata es seguramente uno de los más sorprendentes.

1 Dollfuss, Montserrat et Pavie, Observations géologiques faites dans le trajet de la Veracruz à Mexico.—Arch. de la comm. scientif. du Mexique, II, 1866, pg. 125.

2 Felix und Lenk, Beiträge zur Geol. und Palaeont. d. Rep. Mexico, I, pg. 11.

PARTE HIDROGRÁFICA

Y OROGRÁFICA.

SOBRE MANANTIALES Y RÍOS DE ORIZABA.

Ya en algunos lugares del texto hemos llamado la atención sobre los manantiales particulares que salen al pie de los cerros y siempre mandan grandes cantidades de agua á los ríos; generalmente un arroyo abundante dimana de tal manantial. Estos solamente pueden formarse en el caso de que grandes recipientes se encuentren en el interior de las montañas. Este es ciertamente el caso aquí; porque los cerros compuestos de caliza contienen en todas partes grandes cavidades en las cuales el agua puede acumularse. Con estas cavidades están quizá en relación las formas particulares de las cuencas en la superficie de las montañas; éstas son depresiones en forma de cubetas sin salida llamadas ollas por los mexicanos. Muchas veces se deberán referir éstas á hundimientos de la superficie por derrumbes ocasionados en las cavidades. De los manantiales mencionados se alimentan los ríos y por esta causa los ríos no nacen á gran altura de la montaña, sino en su mayor parte al pie de una sierra. Ríos que nacen en el alto de la montaña desaparecen muy pronto resumiéndose en las grietas. Un ejemplo muy bueno nos da el arroyo que desciende de la Sierra de Agua y recorre en parte la barranca de Boca del Toro. Todo este arroyo desaparece en la roca por dos agujeros con un diámetro de cerca de medio metro. Por algunos kilómetros el agua corre subterráneamente para caer después muy aumentada en una cascada hermosa en el valle que baja hacia Nogales. Tales ríos subterráneos son frecuentes en la región descrita aquí; en algunos lugares se oye el susurro de un río subterráneo, un indicio para el descubrimiento de agua aquí tan deseada. No dudo que en la mayor parte de los valles haya tales canales subterráneos. Frecuentemente un río nace ya con agua abundante pero desaparece completamente después de algunos kilómetros; este es el caso en Tequila cerca de Tzongolica.

El ejemplo más grandioso para un río que desaparece en una parte, es el río Altotoco. Este río considerable viene del S., desaparece cerca de Apochtecatl, corre dentro de un cerro que se levanta 500 metros sobre el valle y sale después de un curso subterráneo de 4 kilómetros en el lado oriental del cerro, arriba de Coyametla.

Hasta ahora hemos hablado solamente de ríos y manantiales de curso constante en todo el año; en el tiempo de aguas naturalmente en muchos valles corren también ríos en la superficie que desaparecen con la entrada de la estación de la seca. Citaré aquí un solo ejemplo de acumulación de agua en gran cantidad á favor de las numerosas grietas que atraviesan las rocas. Cerca del pueblo de Atlahuilco no se encuentra ninguna gota de agua (con excepción de un manantial lejano y de un pozo con poca agua), lo que es tanto más singular porque el nombre azteca significa "agujero de agua;" pero desde los primeros aguaceros del tiempo de lluvias sale aquí de un agujero en la roca un arroyo bastante abundante. Para poder entender este fenómeno es necesario conocer la violencia de las lluvias tropicales, que pueden convertir en la ciudad de Orizaba las calles, que poseen en parte bastante caída, en pocos minutos, en arroyos de una profundidad de 20 á 30 centímetros, de manera que no se puede pasarlos á pie, y que pueden hacer intransitables la mayor parte de los caminos fuera de la ciudad.

Por correr subterráneamente la mayor parte de los ríos, éstos no tienen una influencia tan grande como en otras montañas en el modelado del terreno: en el capítulo siguiente hablaremos más de esto.

SOBRE ALGUNAS FORMAS OROGRÁFICAS.

Subiendo á valles mayores al S. del valle del Río Blanco se observa que éstos muchas veces están obstruídos por una barranca. El mejor ejemplo para este fenómeno nos lo da el camino de Orizaba á Tlahquilpan. Hasta Tlilapan el camino es plano, porque aquí pasa por la grande cuenca de Orizaba formada por la reunión de algunos valles. Cerca de Tlilapan desemboca el valle que desciende de Tequila. Cerca de 3 kil. arriba de Texapan se halla una barrera que consiste en calizas de Escamela, atrás de esta barrera cerca del rancho Ocotal ú Ocopila hay una cuenca sin agua. Se sube después con pendiente más ó menos uniforme hasta Tequila. Desde este pueblo hasta Atlahuilco el valle es casi plano bifurcándose aquí. Seguiremos la rama meridional. Muy cerca de Atlahuilco ya tenemos que pasar otra barrera, atrás de la cual se halla una cuenca sin agua; la barrera está formada también aquí por calizas de Escamela. Más arriba poco antes del puerto cerca de Tlahquilpan pasamos la última barrera que corta el valle transversalmente. Tales formas de valles son frecuentes en los alrededores de Orizaba, por ejem-

plo, cerca de Necoxtla se encuentran muchas de éstas de pequeñas dimensiones. Si estos valles poseyeran ríos ó arroyos, mostrarían un aspecto particular con lagos colocados en gradas; actualmente el aspecto no es tan sorprendente porque en ninguna parte se ve una gota de agua. ¿Cómo se han formado estos valles? Son casi siempre valles longitudinales y por esto las barreras son más sorprendentes. Si fuesen valles transversales, se podría suponer qué partes habrían caído á causa de los ríos subterráneos y que las cuencas se habrían formado de esta manera. En la parte inferior del valle de Tequila he observado algunas veces un cambio en el rumbo de los estratos, por esto creo que hay en este caso una causa tectónica; lo mismo es el caso en la barrera superior; allí hay seguramente una fractura transversal considerable. Si estos valles se hallasen en los Alpes, ciertos geógrafos explicarían muy pronto el fenómeno con el efecto de los ventisqueros. Esto naturalmente está excluído aquí, lo mismo que un origen por erosión superficial, y no nos queda para la explicación más que la influencia de la tectónica ó erosión subterránea. Con la exploración más detallada se verá en cada caso qué causa es la que ha producido la barrera.

Estando excluído aquí todo efecto de la erosión por ventisqueros, quiero llamar la atención sobre otra forma de valle que se explica á menudo por la erosión de los ventisqueros, y que se halla frecuentemente en la Sierra Madre oriental, esto es, el valle en circo. Estos se encuentran á menudo en escala pequeña, pero también la grande depresión de Maltrata se asemeja mucho á tal forma. Es verdad que la masa de rocas eruptivas modernas modifica un poco la impresión; si estas masas eruptivas no existiesen, tendríamos un valle en circo perfecto, directamente debajo de la cresta más alta de la montaña y muy parecido á aquellos que conocemos de los Alpes, de la Selva Negra, etc. No se puede pensar en un efecto de erosión por ventisqueros; el valle se ha formado probablemente por la inclinación hacia el P. en la parte oriental, por un plegamiento fuerte de las mismas capas en la parte occidental; y en el S. y en el N. el valle está probablemente cortado por fracturas transversales. Por esto y por el trabajo del agua se produjo la forma de circo con la salida estrecha hacia el E. Aunque las condiciones actuales no nos permiten dar una explicación segura de la génesis del valle, una formación por erosión de ventisqueros está excluída, y esto nos demuestra que formas iguales en otras partes del mundo no son siempre una prueba de la existencia de ventisqueros antiguos.

SOBRE EL ORIGEN DE LA MESA

CENTRAL MEXICANA.

Como ya hemos mencionado en la introducción, Felix y Lenk aceptan la vieja opinión de Humboldt de que los volcanes están situados sobre grietas y utilizan esta hipótesis también para la explicación de la existencia de una Mesa Central en México, suponiendo que tales fracturas causan las pendientes de la Mesa hacia el E., el W. y el S. Que tal fractura no existe en el E. está probado ya por la descripción del perfil. Tanto más sorprendente es la existencia de la Mesa.

Considerando otra vez el corte y denominando la división más antigua 1 y la más moderna 3, vemos que hay la colocación siguiente:

Oeste 3 2 || 3 2 1 || 3 2 | 2 | 2..... || 3 | 1 | 3 || 1 || 2 Este.

Desde el E. el terreno sube en gradas hacia el W. En el W. he añadido en este esquema dos divisiones que se observan en la altura de la Mesa Central en Esperanza y S. Andrés Chalchicomula. Con las líneas verticales están marcadas las fracturas en este esquema, y de éstas son las más importantes las que tienen una línea doble, éstas corresponden en parte también á las grandes depresiones topográficas. En este esquema existe una cierta ordenación; donde hay una serie de divisiones, la más moderna está siempre en el lado occidental. Hay que considerar también que los estratos en general están inclinados hacia el Oeste. Dejando todos los detalles vemos un hundimiento en escalera con inclinación de las capas hacia la parte más alta. Conocemos tal estructura en escalera también de otras partes, aunque generalmente en la fractura en escalera la inclinación va hacia la dirección contraria. Un ejemplo para inclinación inversa encontramos en una región que es la continuación distante de las cadenas mexicanas en el "Great Basin System," descrito por Gilbert en el año de 1876; por ejemplo, en los cortes por la Pakranagat Range del Silver Cañón en la Sierra Nevada meridional. Allí las condiciones tectónicas son más sencillas que en Orizaba, donde existen plegamientos fuertes.

A cada uno se le ocurre la pregunta de por qué estos plegamientos intensos se encuentran solamente en algunos puntos. Siempre están plegadas las pizarras de Necoxtla y las calizas de Maltrata, nunca las calizas de Escamela (con excepción del anticlinal en el cerro de San Cristóbal). Tampoco están plegadas las calizas de Maltrata donde éstas están cubiertas por calizas de Escamela; solamente allí donde no están cubiertas por calizas de Escamela, las calizas de Maltrata están plegadas; en el otro caso están quebradas en "blocks." Esta es la regla aquí en toda la montaña, se debe llegar, pues, ciertamente á la conclusión de que esto no es así por casualidad, sino que la falta de plegamiento de las calizas de Maltrata en ciertos lugares tiene su causa en la sobreposición de las calizas de Escamela. ¿Por qué no están plegadas las calizas de Escamela? En varias partes de Europa he observado que calizas densas, en lechos gruesos sin intercalaciones de margas en movimientos orogénicos no han sido plegadas sino quebradas; pongo aquí como ejemplo el Dachsteinkalk de los Alpes orientales desde Berchtesgaden hasta Viena, las grandes masas de caliza-dolomia del Trias en el Tirol meridional y en la Engadina; las calizas cretáceas en los Alpes meridionales y en el S. de Italia. En todos estos sedimentos nunca se observan pliegues, con excepción de algunos anticlinales y sinclinales muy abiertos. Muy iguales á las calizas mencionadas son las calizas de Escamela; estas mismas nunca están plegadas sino quebradas, y donde esta masa compacta cubre las calizas de Maltrata, las ha librado del plegamiento. Las calizas de Maltrata con sus lechos delgados y la intercalación frecuente de pizarras margosas y arcillosas, están plegadas donde se hallan descubiertas y en pliegues geniculados más que en anticlinales y sinclinales sencillos, porque los bancos de calizas rígidas á pesar de las pizarras intercaladas no cedían, sino se doblaban en ciertos lugares en vez de encorvarse en arco regular; por la presencia de las pizarras adquirían solamente una flexibilidad pero no se formaban grandes fracturas. Las pizarras de Necoxtla están plegadas en todos los lugares donde no están cubiertas.

Si la sobreposición por calizas de Maltrata impide el plegamiento de las capas inferiores, debemos suponer que en los lugares con plegamiento y donde falta actualmente la caliza de Escamela, ya faltaba ésta en el tiempo del movimiento orogénico principal, ó que el plegamiento tenía lugar más tarde. Es bastante seguro que las fuerzas orogénicas continuaban obrando después del período orogénico principal; porque según observaciones de Aguilera, en el valle de México y particularmente en el grande canal nuevo de desagüe, el Terciario (probablemente Mioceno-Plioceno) y especialmente las capas de diatomeas están plegadas cerca de la Capital, mientras que más hacia el N.E. están inclinadas hacia el N.E.; pero esta fuerza orogénica era tan débil que es imposible atribuirle el plegamiento intenso de las calizas de Maltrata. No nos queda más que suponer que la cubierta de calizas de Escamela faltaba ya en algunos lugares en el período orogénico principal. En este caso tenemos dos posibilidades: ó las calizas de Escamela fueron quitadas por erosión, ó no se habían formado allá. Aquí también se puede decidir con algo

de seguridad. Yendo más al W. de la línea del perfil se encuentra sobre las calizas de Maltrata otra vez calizas de Escamela, y es poco probable que en el pequeño espacio entre Maltrata y Esperanza las calizas de Escamela no se hubieran formado. Más pobable es, pues, la suposición de que fueron quitadas en su mayor parte por la erosión antes del período orogénico. En la mayor parte del S. de México falta el Cretáceo Superior, éste solamente se conoce en la región del Río Bravo, en el límite con los Estados Unidos del Norte y quizá en una parte de Oaxaca (según noticias de Aguilera). La mayor parte del S. de México ya habría sido levantada en el tiempo del Cretáceo Superior en tal grado que no podían resultar más sedimentos marinos. En aquel tiempo la obra de las fuerzas orogénicas ya debe haber comenzado y con ésta también la erosión. El movimiento orogénico principal tenía lugar en el Terciario antiguo; esto nos prueba la falta de plegamiento intenso en el Terciario del Golfo; por lo que se debe suponer entre el Cretáceo Medio y el Oligoceno una erosión fuerte. El valle de Maltrata ya debe ser muy viejo pues vemos en el Cretáceo que está cubierto por el conglomerado de andesita, los vestigios de canales y arroyos antiguos. Antes del depósito del conglomerado de andesita existía ya con seguridad un valle profundo. No es, pues, de ningún modo improbable que la erosión obraba aquí ya desde mucho tiempo y que el movimiento orogénico podía plegar las capas más fácilmente, en primer lugar, porque las calizas rígidas habrían sido quitadas, en segundo lugar, porque el espesor de la masa que se plegaba fué considerablemente más pequeño que el de los alrededores.

Indico en la cartita adjunta al perfil las partes en las cuales, según nuestra teoría, la erosión ya había quitado las calizas antes del movimiento orogénico principal. En otros puntos, por ejemplo en la parte oriental de la montaña que divide el valle del Río Blanco de aquel valle que sigue el ferrocarril, las calizas de Escamela ciertamente han sido quitadas por la erosión después del movimiento orogénico principal, lo que indica la estratificación uniforme de las calizas de Maltrata. Si hubiese sido obra de la casualidad que las calizas de Maltrata fueran plegadas en un lugar y no en otro, no habría un límite tan bien marcado y constante entre las dos partes, como sucede aquí.

Hemos hablado de la influencia de la rigidez de la roca en los detalles de la tectónica; en esta ocasión indicaremos al menos otro efecto de aquel elemento. Fallas inversas grandes tienen lugar solamente entre rocas de rigidez diferente y generalmente sucede que al principio el movimiento es vertical: una parte sube en el plano de una fractura más ó menos perpendicular y la otra parte se hunde; cuando una roca dura encuentra á otra blanda, por ejemplo, caliza compacta á margas, el movimiento vertical se transforma en un movimiento transversal y el plano de fractura muestra alguna inclinación bajo algún ángulo. Esta idea que he obtenido por el estudio de numerosas fallas inversas me ha sido confirmada por un experimento que hice hace algunos años.

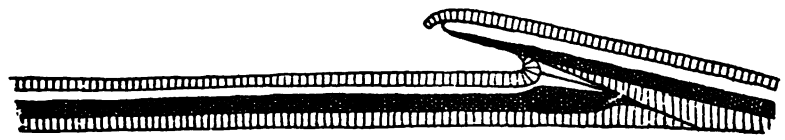


Fig. núm. 8.—Falla inversa producida artificialmente.

De arriba para abajo las capas están formadas de arcilla, yeso, arena húmeda y arcilla.

Ponía sobre una capa de arcilla una capa de arena húmeda y otra de yeso y encima de ésta otra capa de arcilla y sometía todo á una presión lateral; primero se mostraba una grieta vertical, que pasaba después á una falla inversa, de manera que se veía claramente un encorvamiento por arrastre de las capas de arcilla.

En la falla inversa de la Sierra de Agua las calizas de Escamela representan la capa de yeso, las pizarras de Necoxtla la de arcilla; el medio blando ha cedido á la presión lateral. Podría dar un gran número de ejemplos de los Alpes para prueba de mi opinión, pero quiero reservar éstos para otra ocasión. Aquí solamente queríamos mostrar que la naturaleza de las rocas tiene una grande influencia en la tectónica, circunstancia que desgraciadamente casi siempre se desatiende.

En este lugar tenemos que ventilar otro problema. Se supone hoy generalmente una fuerza bilateral ó unilateral que obra tangencialmente como causa de la orogenia y se cree que aquella por su parte es causada por la contracción de la corteza terrestre. Si esto último es verdad y el plegamiento realmente resulta de la contracción de la corteza terrestre, la fuerza orogénica debe obrar en tres direcciones; el esfuerzo de dos, á saber, la transversal y la longitudinal, es más claramente discernible ó reconocible. Me parece que se ha descuidado esto hasta ahora y que se ha considerado casi siempre solamente el efecto perpendicular á la extensión longitudinal de las montañas.

Y no obstante, el solo esfuerzo perpendicular á la anchura, es suficiente para explicarnos la aparición de fallas inversas, que son transversales al rumbo de las montañas; y sobre todo porque hay tantas variaciones en el rumbo de las capas, y finalmente, porque en éstas el rumbo muchas veces ondula. La presión normal á la dirección longitudinal de la montaña ocasiona el cambio en la inclinación normal de las capas además de afectar también su rumbo, mientras que la presión normal á la anchura sólo causa cambio en el rumbo de las capas ó modifica la posición de los pliegues ya formados. La presión naturalmente tiene que ser mayor en alguna de las tres direcciones y de esto resulta el alargamiento ó sea la dirección de la montaña; pero que en todo caso la presión normal á este alargamiento existe, no se puede negar, aunque ha sido descuidado casi siempre. Tengo que restringirme aquí á apuntes cortos, tanto con respecto á la importancia de la rigidez de la roca y su manera de estratificación, como con relación al efecto de la dirección doble

de la presión en la orogenia; para explicaciones se ofrecerá una oportunidad en otro lugar.

Después de esta introducción nos ocuparemos del problema principal: ¿De qué manera se ha formado la Mesa Central? He mencionado que la teoría del caballete (Horst) entre dos, ó mejor dicho, tres regiones de hundimiento que asientan Felix y Lenk no corresponde á los hechos. Felix y Lenk creían que las calizas de Maltrata eran paleozoicas, por esto suponían la fractura en el E.; para nosotros está probado por el hallazgo de fósiles que las calizas pertenecen al Cretáceo Medio. La fractura no existe; tenemos, pues, que tratar de explicar la formación de la Mesa Central de una manera diferente y para ello servirnos de nuestras observaciones.

Siguiendo desde Jalapa al borde de la Mesa Central, se ve que en ninguna parte hay una sola pendiente rápida, sino que existe siempre una serie de eminencias en forma de escalera. También observamos que las bandas cretáceas desaparecen siempre sin fracturas debajo de la cubierta de rocas eruptivas y arenas volcánicas. Más sorprendente es esto en el lado meridional, donde las series de sedimentos son más complicadas, de modo que también el Trias y el Jurásico participan en el material de la montaña. Allí también las cadenas sedimentarias desaparecen debajo de las rocas eruptivas; es decir, se sumergen entre las rocas eruptivas que son las que por su espesor aumentan la altura de las montañas. Por esto y porque las partes del S. son la continuación directa de las formaciones sedimentarias que componen el núcleo de la Mesa Central, no hay ninguna pendiente rápida al S. del borde de la Mesa Central. En Cuautla y en Cuernavaca las cadenas de montañas vienen del S. sin interrupción y desaparecen debajo de las masas eruptivas de la Mesa Central; esto se puede observar en algunos lugares, y la bajada desde la Mesa Central es casi imperceptible; yendo en ferrocarril á Cuautla no se puede imaginar que este pueblo está mil metros abajo de la Mesa Central. Pero las cadenas sedimentarias tienen mayor altura que el pueblo y por eso se debe suponer que las masas eruptivas no tienen tanto espesor como es la diferencia entre la altura de la Mesa Central y la de Cuautla. Sin embargo, las masas que volcanes grandes como el Popocatepetl han amontonado son inmensas y también un espesor de mil metros no sería sorprendente.

Demos ahora una ojeada á la parte meridional de la Mesa Central; desgraciadamente no he podido levantar hasta ahora un corte exacto por toda la Mesa Central, sino que he tenido que limitarme á algunas excursiones, pero éstas ya me dan resultados bastante importantes. Yendo de Boca del Monte ó más al S. de Aculcingo hacia el W., se halla atrás de las rocas eruptivas del borde de la Mesa Central un valle ancho casi plano, con pequeñas colinas en los bordes, formadas de rocas eruptivas. Antes de Esperanza encontramos otra vez una banda de calizas de Maltrata, que he seguido hacia el S. hasta la Cañada de Morelos; allá esta banda está descubierta solamente en una barranca profunda, pero el acarreo de calizas sobre los campos nos muestra una extensión mayor hacia el S. De esta banda hacia el W. se extiende otra vez

un valle que está rellenado de rocas eruptivas, acarreos, aluviones y areniscas arcillosas cuaternarias (con numerosos restos de Elephas, Mastodon y Equus). Al otro lado se levanta cerca de San Andrés Chalchicomula una masa montañosa de 400 metros sobre el nivel del valle; ésta se compone de calizas de Escamela fosilíferas. En el S. desaparecen las masas eruptivas y se ve en una extensión grande, casi hasta Puebla, solamente calizas cretáceas, á saber, un cambio de calizas de Maltrata y calizas de Escamela, conforme á las condiciones tectónicas que hemos observado en el corte de Orizaba á Boca del Monte. También al N. del ferrocarril veracruzano encontramos aún aisladas masas de calizas; pero allí predominan mucho más las rocas eruptivas; los valles anchos entre las colinas bastante aisladas están rellenados de arenas volcánicas y aluviones, de manera que se ha formado una llanura con pequeñas cimas en forma de colinas. El espesor que tienen estas arenas se reconoce en las perforaciones para manantiales, que muchas veces alcanzan más de 100 metros sin encontrarse el macizo rocalloso. Al W. de Puebla principalmente participan en la formación de la montaña, pizarras pretendidas paleozoicas, de las cuales probablemente una gran parte con el tiempo se vendrá á reconocer que son pizarras jurásicas y cretáceas metamorfizadas y gneiss. En consecuencia vemos también en el borde de la Mesa Central aquellas pizarras. Sobre estos sedimentos se encuentran también calizas cretáceas que obtienen mayor espesor en la vertiente occidental de la Mesa Central, hasta que desaparecen adyacentes á la zona de granitos, diabasas, dioritas y syenitas, situadas del lado del Océano Pacífico.

Las rocas eruptivas y arenas volcánicas con los aluviones pliocénicos y cuaternarios forman, pues, solamente una cubierta; el núcleo de la montaña se compone de rocas sedimentarias. También en los grandes volcanes del Popocatepetl, Ixtaccihuatl, Malinche, Pico de Orizaba y Nevado de Toluca se puede probar que las rocas sedimentarias desaparecen solamente bajo una grande masa eruptiva. Está conforme con este hecho el que en la parte media de México, en la Mesa Central, existan rocas sedimentarias que forman zonas montañosas.

De todo esto tenemos que deducir, que México es en su parte meridional una gran montaña con el rumbo N.N.W.–S.S.E. que se compone de rocas sedimentarïas quebradas y plegadas. En la parte media y más alta las rocas eruptivas, arenas volcánicas, y en menor parte aluviones pliocénicos y cuaternarios han rellenado los valles de manera que se formaba una especie de llanura recorrida por cordilleras formadas en parte de rocas eruptivas y en parte de rocas sedimentarias. La montaña mexicana ya existía cuando comenzaban las erupciones principales, pues que en la parte media y más alta de la montaña éstas han servido solamente para rellenar las desigualdades orográficas. Por la existencia de esta mesa secundaria que significa la existencia de las antes más altas crestas de la montaña, la bajada rápida en escalera hacia el E. y el W. se muestra más claramente y causa la ilusión de que la Mesa Central sea un caballete (Horst) entre dos regiones de hundimiento.

Parecen ser las mismas las condiciones de la parte S. que de la parte media de México. Mirando la carta geológica de México, se observa que las rocas eruptivas modernas no tienen los mismos límites que la Mesa Central, sino que la recorren oblicuamente para mostrarse en la parte septentrional del país solamente en el lado del Pacífico. Las rocas eruptivas ocupan la mayor parte de la Mesa en sus porciones central y septentrional con una cubierta considerable de arenas y aluviones. También en la cadena volcánica del P. hay muchos lugares donde emergen rocas sedimentarias. Parece, pues, que las condiciones tectónicas son las mismas que en el S.: el núcleo de la montaña se compone de rocas sedimentarias levantadas, quebradas y plegadas, y los valles entre las crestas más altas están rellenados por arenas volcánicas, lavas y aluviones modernos.

Geográficamente considerada la montaña de México, consiste en el S. de una sola cadena, que se bifurca en el borde meridional de la Mesa Central, la Sierra Madre occidental y la Sierra Madre oriental.

Pero en el sentido geológico la bifurcación comienza mucho más al N. porque toda la montaña mexicana aparentemente se ha levantado al mismo tiempo como un gran grupo de cadenas que fué configurado después por erupciones modernas que ciertamente son fenómenos que acompañan á los movimientos orogénicos más tarde. Por lo que sabemos hasta ahora, la cadena de rocas eruptivas antiguas y gneiss del lado del Pacífico servía como machón á los esfuerzos orogénicos. Aquí comenzaba la formación del Continente. En el S.O. faltaban ya las calizas del Cretáceo Medio y por esto tenemos que suponer que esta parte ya emergía del mar en el tiempo Cenomaniano. Esta parte más antigua formaba una zona estrecha extensa en el P., á saber, aquella parte que hoy consiste en la Península de Baja California y una banda en la costa del Pacífico. El golfo entre la Baja California y el Continente se puede considerar, como ha sido ya conocido, como la continuación de la depresión del Sacramento en California y es mucho más moderno que el principio del levantamiento. El movimiento orogénico comenzaba, pues, en el O. y se propagaba hacia el Oriente; sólo podemos apuntar este hecho cuyos detalles se deberán comprobar por trabajos posteriores. Hoy México se hunde en el P. y se levanta en el E.; en la costa del Pacífico la antigua Aduana de Manzanillo que estaba un poco distante del mar se encuentra en la actualidad en ruinas ya parcialmente debajo de las aguas. Al contrario se observa que en la costa del Golfo hay casas que se hallaban en la orilla del mar en el siglo pasado y que se encuentran 50 metros tierra adentro, y en excavaciones de la ciudad actual de Veracruz se han encontrado anclas y otras piezas de buques enterradas en el suelo, de modo que el mar se extendía antes más adentro, y esto en tiempo de la colonización española. Desgraciadamente ahora nos faltan estudios más exactos sobre estos problemas, pero no se puede negar la existencia de un movimiento.

Habiendo combatido en otro lugar de este escrito la teoría sobre la tectóni-

ca de la montaña mexicana defendida por Felix Lenk, séame permitido aquí mostrar la diferencia entre nuestras ideas y las pruebas de ambas partes.

Humboldt suponía ya la existencia de una grieta volcánica en el S. que debía correr desde el Pico de Orizaba sobre el Popocatepetl, Nevado de Toluca, Jorullo y Colima. Esta grieta era para él una grieta de acción volcánica. De esta opinión la de Felix y Lenk se distingue en muchos respectos. Ellos[1] suponen una fractura transversal que debe encontrar su manifestación en el curso del borde meridional de la Mesa y de la pendiente rápida perteneciente á aquélla. Esta es una idea que, como lo dicen sus autores, es muy diversa de la de Humboldt; pero Felix y Lenk dicen aún más; suponen que en el E. y el O. de la Mesa Central existen fracturas; dicen que la zona oriental de fracturas se indica por el borde muy marcado de la Mesa y por las condiciones tectónicas extremadamente complicadas de las rocas sedimentarias que afloran en las pendientes rápidas. El Golfo mexicano no es, como pretenden, la región de hundimiento perteneciente á esta zona de fracturas. Para la ilustración de esta idea presentan perfiles que tienen una relación entre las alturas y las distancias de 10 á 1, que no prueban absolutamente nada; por lo demás estos son en parte perfiles de viaje que de por sí no dan una relación exacta entre las alturas y las distancias horizontales. La existencia de la fractura oriental es tan segura para Felix y Lenk, que de ningún modo tratan de probarla; pues las observaciones generales y vagas: borde muy marcado de la Mesa y condiciones tectónicas extremadamente complicadas, no se pueden considerar como pruebas. Se toman mayor trabajo los autores para hacer plausible la existencia de la fractura transversal en el Sur. Dicen que no todos los volcanes se amontonan sobre la grieta principal, sino que un segundo grupo se levanta sobre grietas secundarias que se ramifican de aquella, bajo un ángulo que se aproxima más ó menos al recto; en un tercer grupo reunen ellos los volcanes que se encuentran al S. de la pretendida grieta transversal y en un cuarto las formaciones volcánicas que se hallan distribuídas sobre la Mesa Central. Para demostrar la existencia de la fractura transversal, invocan los autores la pretendida pendiente rápida hacia el S. y las dislocaciones de las rocas sedimentarias. Asientan que falta una pendiente rápida al E. del Popocatepetl (y al O. también según yo) y que la Mesa mexicana pasa sin interrupción á la montaña de Oaxaca, pero la configuración de esta montaña según Felix y Lenk depende de la gran fractura del Golfo.

Las grietas secundarias están indicadas según los geólogos, por las cadenas volcánicas en la parte alta de la Mesa; las regiones entre aquellas Sierras son valles poderosos que se denominan valles de México y de Toluca, mientras una tercera región entre el Popocatepetl, Ixtacihuatl, Pico de Orizaba y Cofre de Perote, recibe el nuevo nombre de Valle de Puebla. La circunstancia que los diferentes valles tienen diferencias considerables en su altura (Toluca

1 Felix und Lenk, Ueber die tektonischen Verhaltnisse der Republik Mexico Zeitschrift d. Deutsch, Geol. Gesellsch. 1892, pg. 307.

2,600 metros, México 2,270, Puebla 2,000), los autores la atribuyen á dislocaciones verticales por las grietas volcánicas, pretensión absolutamente hipotética, porque las formaciones sedimentarias no están bastante descubiertas en aquellos valles (excepto el valle de Puebla).

Según los autores es muy fácil comprender que la región de actividad volcánica más intensa se ha de encontrar generalmente allí donde se cruzan dos sistemas de grietas, tales puntos representan: el Popocatepetl, el Ajusco cerca de México y el Nevado de Toluca. Pero el volcán más alto de México, el Pico de Orizaba, se levanta sobre una grieta secundaria en una distancia bastante grande de la grieta principal, mientras allí donde se cortan las dos grietas más vecinas, á saber, en la región de Tehuacán, no se halla ningún volcán de importancia (?) y también en el terreno no se observan irregularidades extraordinarias á causa de la conexión de la Mesa Central con la serranía de Oaxaca. Los autores suponen, pues, que en el Pico de Orizaba y el Cofre de Perote una grieta secundaria meridional se cruza con la grande fractura longitudinal del E.; aquí también utilizan las condiciones complicadas de la tectónica como prueba. Porque el borde de la Mesa se desvía aquí en una distancia de casi 120 kilómetros de la dirección N.W. que le es propia en otras partes, los autores suponen que esta fractura longitudinal se haya formado después de la grieta transversal y de la grieta secundaria.

Al contrario de lo que dice Heilprin, que pretende que la montaña mexicana se ha formado por plegamiento, Felix y Lenk niegan la existencia de plegamientos, con excepción de los que se encuentran como fenómenos secundarios de dislocaciones importantes. Ellos (l. c. pg. 313) dicen: "Eine Verallgemeinerung des Faltungsphaenomens erscheintuns aber bei der hervorgehobenen Unsichtbarkeit der Sedimentargesteine in der unmittelbaren Nähe jener meridionalen Brüche noch einer genügenden Begründung zu entbehren."

En otro lugar (l. c. pg. 414) dicen: "Zu den drei Erscheinungen welche wir bisher als im engsten Zusammenhang mit der Bildung jener transversalen Hauptspalte stehend, kennen gelernt haben, nämlich die Werwerfung der beiden durch die Spalte entstandenen Schollen, der steile Abfall des Hochplateau nach Süden und die Vulkanreichen über der Haupt–und über den Nebenspalten, tritt nun noch eine weitere vierte, welche in Bezug auf die Hauptspalte gleichfalls ein sekundäres Phänomen ist: nämlich eine im südlichen Theile des Hochplateau parallel mit der Richtung der Hauptspalte laufende Seenreihe."

Felix y Lenk explican la formación de estos lagos por la suposición de que los valles entre la grieta principal y las secundarias habían sido cerrados por barreras consistentes en grandes masas de material volcánico. Muchos de estos lagos no tienen salida, todos son relativamente poco profundos ó de poco fondo.

No es menester ocuparnos de la enumeración y descripción de aquellos lagos que hacen en su trabajo Felix y Lenk porque no contiene más que una lista de datos.

Angelo Heilprin combate ya las primeras publicaciones de estos autores y Felix y Lenk citan sus palabras en su trabajo posterior sobre las condiciones tectónicas de la República de México. Él[1] cree, hablando de las cordilleras de cerca de Tehuacán: "From any of the eminences about Tehuacan the valley can be traced southeastward very nearly to the limits of vision, with the bounding ridges following in the same direction into the State of Oaxaca (where they are met by a more or less transverse system of elevations). The fact that these ridges pass for such long distances beyond the true edge of the plateau, and retain throughout a general paralelism of structure, is to me sufficient evidence that the plateau is not the result of uplift along an east-and-west line of faulting, such as has been assumed by Felix and Lenk, and which is made by these authors to conform with the (assumed) east-and-west fissure upon which the principal volcanic vents Orizaba, Popocatepetl, Nevado de Toluca, Jorullo—are supposed to stand. The plateau in this part at least, represents compressional uplift, in wich an east-and-west thrust has produced a series of folds running in a direction at right angles to this line. The inequalities or saddles of folding have been largely filled in through volcanic and fissure discharges, which have thus mainly been instrumental in schaping the existing physiognomy of the plateau. Parallel chains of the hills or mountains, similar to those of the region about Tehuacan, also pass southward from the plateau in the State of Morelos near Cuautla and Yautepec and between Yautepec and Cuernavaca....."

Esto es en general casi la misma idea, á que he llegado por mis estudios especiales. Séame permitido probar aquí con más detalles la inexactitud de las opiniones defendidas por Felix y Lenk.

Es el ahinco de una cierta escuela geológica explicar las grandes pendientes rápidas, las depresiones de gran extensión, etc., por fracturas y dislocaciones en forma de fosas. Y esto ya ha tomado tantas dimensiones que se considera la sola circunstancia de una depresión topográfica como prueba para la existencia de una fractura, mientras por otra parte la misma escuela niega en parte y en parte descuida la influencia de las fracturas en los detalles de la topografía y antes pone teorías remotas y temerarias como la teoría de los arrecifes de corales ó también la suposición de plegamientos complicados, de valles prexistentes, etc. Que esta escuela para la cual la hipótesis vale más que todo, que mira con desdén soberano al trabajo detallado, se encuentra en el error sea que invente sus fracturas en forma de fosas en África, en Asia ó en América, resaltará para todo el que se haya ocupado sólo una vez de modo escrupuloso en el campo de la solución de problemas geológicos y no solamente en el gabinete. Se podría conceder cierto derecho á la suposición de que en las grandes rupturas del terreno han tenido efecto fracturas, pero todos aquellos resquebrajamientos y fracturas hipotéticas, en forma de fosas, han sido construídas á causa de malas cartas geológicas y generalmen-

1 Angelo Heilprin, The Geology and Palæontology of the Cretaceous Deposits of Mexico. Proceed. of the Academy of Nat. Sc. of Philadelphia, pag. 464.

te en regiones que son poco accesibles para los geólogos. Cuando se han pretendido tales rupturas en regiones más accesibles, la inexactitud de la idea ha sido probada muchas veces; un ejemplo clásico es la hipótesis de Suess de los fracturamientos en forma de cuenca ó cubeta en el lado occidental de Italia. Lo mismo es el caso en México; las pretendidas pendientes rápidas de la Mesa Central hacia la costa oriental, en su mayor parte, sólo existen en la fantasía de los cartógrafos antiguos. Por ejemplo, si se da una ojeada sobre el mapa topográfico publicado por el Ministerio de Fomento en el año de 1890, ya se ve que no existen rupturas sencillas ni en el E. ni en el O. sino que la bajada del terreno es mucho más lenta, no obstante que en la escala pequeña (1 : 2.000,000) de la carta, la diferencia vertical está muy exagerada. Considerando, por ejemplo, los contornos del corte adjunto á este trabajo, que está dibujado exactamente según las relaciones naturales, se observa que no se puede hablar de pendientes rápidas, y muy semejantes son las condiciones en todo el borde oriental de la Mesa Central mexicana. Los perfiles publicados por Felix y Lenk son inexactos, primeramente porque están exagerados, y en segundo lugar muestran muchas veces condiciones especiales, porque siguen el thalveg y bastante conocido es que el ángulo de inclinación es mucho mayor en el origen del valle que en la parte más baja de la depresión.

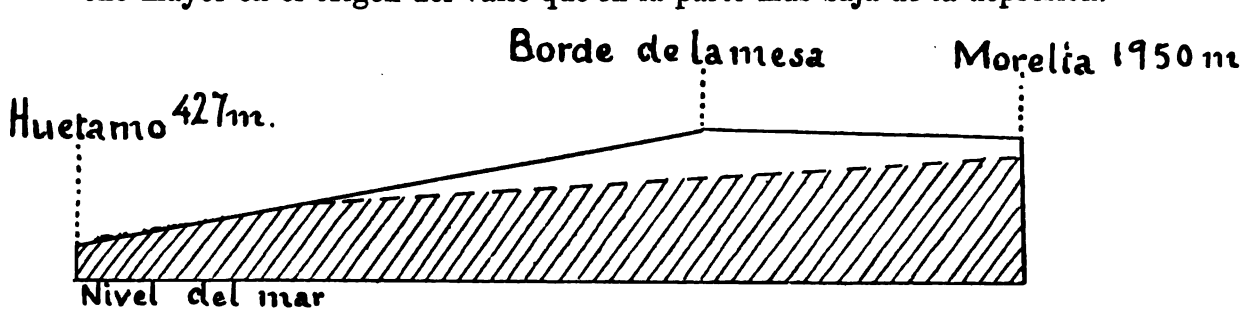


Fig. núm. 4.

Corte por la vertiente meridional de la Mesa Central hasta el río de las Balsas. Escala 1 : 1.000,000.
La parte sombreada representa con bastante probabilidad el núcleo sedimentario de la montaña; la parte en blanco la cubierta de material volcánico.

Menos se puede hablar de una pendiente rápida en el S. El valle del río de las Balsas, que es mencionado tantas veces por Felix y Lenk, topográficamente es poco considerable; en su mayor parte no es más que una barranca y las cadenas cretáceas pasan por esta barranca sin interrupción hasta que desaparecen bajo las masas eruptivas de la Mesa Central, como ya lo hemos dicho. Aun en su parte más ancha que pertenece ya á la vertiente occidental de la montaña mexicana, el valle del río de las Balsas no llega á una anchura de más de 5 kilómetros. Y una pendiente rápida no existe en ninguna parte; tomamos, por ejemplo, la distancia entre Huetamo (427 metros) y el borde de la Mesa, que tiene en aquel lugar una altura de cerca de 2,000 metros. Estas son condiciones muy favorables para la opinión de Felix y Lenk, porque habríamos podido encontrar fácilmente lugares con menos diferencia de altura. Huetamo tiene una distancia de 84 kil. de la parte más cerca del bor-

de de la Mesa. Tenemos, pues, en la distancia de 84 kil. una diferencia de altura de 1,575 metros en cifras redondas. Hemos construído los ángulos de inclinación de la pendiente en la figura adjunta y no se ve nada de una pendiente rápida.

Tenemos que considerar que el borde y la Mesa Central están levantados considerablemente por el material volcánico. Sombreando el espesor de las rocas sedimentarias según nuestros conocimientos actuales, obtenemos un ángulo muy agudo para la inclinación de la pendiente. Así son las cosas en la parte más baja del valle del río de las Balsas; pero al E., en la parte meridional de Puebla y en la región septentrional de Oaxaca la Mesa Central se continúa con la meseta de Oaxaca, no sé nada de una pendiente rápida ni tampoco de una depresión vasta y profunda, lo que ya conceden Felix y Lenk; se puede añadir que allí en todas partes las cadenas sedimentarias se continúan sin interrupción hasta la Mesa Central. No existe una poderosa fractura transversal.

Demos una ojeada ahora en sentido geológico á los perfiles de Felix y Lenk. Perfil núm. 1 pasa de Palma por Veracruz. Aquí está registrado cerca de las cumbres de Aculcingo la gran fractura oriental, de modo que pizarras paleozoicas están adyacentes al Cretáceo Inferior. Se podía pedir una prueba geológica para la edad de estas pretendidas pizarras paleozoicas. No existe nada de esto, debemos aceptar de buena fé la edad de las capas. Pero en verdad existen en este lugar solamente calizas de Maltrata y pizarras de Necoxtla, es decir, principalmente Cretáceo Medio. El terreno siguiente hacia el E. es mucho más complicado de lo que Felix y Lenk creen; compárese nuestro corte. No se puede pensar en una separación en Cretáceo Inferior al O. de Orizaba y en Cretáceo Superior al E., sino que encontramos en esta última dirección tanto calizas de Maltrata como calizas de Escamela y pizarras de Necoxtla, Cretáceo Superior no hay; la estratificación está muy dislocada, en parte hay pliegues y en parte fracturas.

Perfil núm. 2, pasa desde Veguería sobre Monterrey á Carricitos. En el P. hay pretendidas calizas paleozoicas, pero en éstas Aguilera encontró Desmoceras, Belemnites y varios otros fósiles; estas calizas correspoden á nuestro Cretáceo Medio, y hacia el E. siguen rocas que pertenecen al grupo de Foxhill de los americanos, no se observa aquí nada de una fractura poderosa.

El perfil núm. 3 no da motivo á ninguna observación, porque no prueba nada en sentido geológico.

En el perfil núm. 4 se encuentran pizarras paleozoicas. En aquel lugar existen pizarras con mica que tiene mucha arcilla en su parte superior y se aproximan á pizarras arcillosas. Sobre la edad no se puede decidir ahora, pero tenemos en Guerrero pizarras completamente iguales que contienen, en geodas, fósiles que tienen probablemente una edad jurásica. También las pizarras liásicas del Potrero se aproximan mucho por su aspecto, como sabemos, á aquellas pizarras, pues son pizarras calcáreas y arcillosas muy metamorfizadas.

El perfil núm. 5 no necesita explicaciones.

Otra hipótesis defendida particularmente por aquella escuela geológica ya mencionada, es la de que los volcanes están situados sobre fracturas. Esta tiene tan pocos fundamentos como la otra antes expuesta; se apoya generalmente sólo en volcanes principales, que están más ó menos en una línea y se descuidan los volcanes secundarios. Hoy día ya se ha llegado á tal falta de exactitud, que se concluye por la simple existencia de formaciones volcánicas, en la existencia de fracturas y en fracturas de una extensión considerable. No niego de ningún modo que en las fracturas, masas volcánicas salgan ó hayan salido, pero en cada caso se debe dar la prueba. Esta hipótesis tiene que sufrir por la misma razón que la antes mencionada. Basándose en mapas malos en escala pequeña se han construído grietas volcánicas en países distantes. En la Italia meridional se ha probado ya que entre el Etna y el Vesubio falta toda conexión por una grieta en línea recta. No se ha podido mostrar aún que entre los Campos flegreanos y el Vesubio exista alguna conexión. Si se pretende que los volcanes están situados sobre una fractura poderosa, se debe dar la prueba para la existencia de esta fractura y si es posible en las rocas sedimentarias. Donde esta prueba no se ha dado, no se debe hablar de la fractura como realmente existente. Pero esto es el caso con la pretendida grieta transversal en el borde meridional de la Mesa de México, no se ha traído absolutamente ninguna prueba para la existencia de la grieta. Esta prueba debía ser llevada muy fácilmente en la región entre Cuernavaca y Tehuacán, porque allí hay casi exclusivamente rocas sedimentarias, en las cuales la demostración de una fractura gigantesca no podía ser muy difícil. Afortunadamente la región ya está estudiada en detalle por Aguilera, él no ha encontrado un vestigio de una gran fractura transversal; todas las fracturas tienen el rumbo de cerca de N. 30° W., y también los pliegues. Tampoco hay dislocaciones mayores que en otras regiones de esta parte de México, como se debía suponer si dos fracturas extremadamente grandes se cruzaran allí.

La reunión de los volcanes de México por líneas es totalmente arbitraria, porque Humboldt y también Sapper llegan á otros resultados diferentes de los de Felix y Lenk. Sería un trabajo meritorio el tratar de reunir los volcanes en todas las direcciones posibles en forma de un mapa; lo que nos daría un cuadro particular. En el trabajo de Felix y Lenk faltan algunos volcanes, otros se han descuidado en la construcción de las líneas. A estos últimos pertenece singularmente La Malinche, que después del Pico de Orizaba, el Popocatepetl y el Ixtaccihuatl, es el más importante y más considerable volcán de México. Si la teoría de Felix y Lenk es exacta, á saber, que los más importantes centros de erupción están situados allí donde se cortan dos sistemas de grietas, necesariamente La Malinche debía estar sobre tal cruzamiento, lo que no es así según el cuadro comparativo de Felix y Lenk. De esto se ve cuán arbitrariamente están construídas las líneas de reunión. En verdad todas las montañas volcánicas en el S. de México tienen el rumbo de cerca de

N.W.–S.E. y los volcanes están situados sobre anticlinales como sobre sinclinales y sobre los flancos de ambos. Es verdad que Felix y Lenk niegan la existencia de orogénesis por plegamiento en México y atribuyen los pliegues á efecto de las fracturas. Pero éstas debían ser unas fracturas muy particulares que podrían causar el plegamiento en un terreno que tiene la anchura de cosa de 500 kilómetros, porque así es de ancha la parte plegada del S. de México. Es verdad que allí, donde se hallan las calizas de Escamela, hay pocos pliegues, pero en vez de éstos hay muchísimas fracturas. Pero las capas cretáceas y jurásicas debajo de las calizas de Escamela y también las pretendidas pizarras paleozoicas están casi siempre muy plegadas. Esta convicción se puede obtener por un viaje rápido á través de México. Desgraciadamente nuestros conocimientos actuales no son tales que podamos decidir si hay una sola ó algunas cadenas geológicas debajo de la cubierta secundaria de la Mesa Central. Según los datos que conozco hasta ahora, concluiría en la existencia de dos ó tres grandes cadenas. El estudio de este problema está reservado para el futuro más próximo. En cada caso nuestros datos son suficientes para el reconocimiento de que la Mesa Central posee una montaña que le sirve de base, sedimentaria, bien modelada, y que la forma de mesa es debida á ulteriores rellenamientos de los valles.

Diremos solamente unas cuantas palabras sobre la llamada zona de lagos. Al N. del borde meridional de la Mesa encontramos una zona de lagos extremadamente bajos con la dirección E.S.E.–W.N.W. Felix y Lenk explican la formación de estos lagos bastante bien. Las depresiones han sido rellenadas y cerradas por material volcánico, principalmente tobas, y estas cuencas cerradas se han rellenado con agua de lluvias y de manantiales. Pero no puedo entender la conexión entre esta zona de lagos y la pretendida fractura transversal. Si existiera una conexión entre ellas, la zona de lagos debería estar en la región del hundimiento al N. ó al S. de la pretendida fractura ó sobre esta misma y con más probabilidad al S. por ser según ellos esta la porción hundida al formarse la grieta transversal. Si estas hubieran sido cuencas tectónicas, tendrían también una profundidad considerable como los lagos de los Alpes. En ningún caso la zona existente de lagos estaría en conexión directa con la pretendida línea de fractura; pues que para esto no se podrían encontrar conclusiones por la existencia de la zona de lagos. Mucho más importante sería un estudio sobre la cuestión si los sedimentos de los lagos fueran levantados desde el período Cuaternario.

Hemos tenido que ocuparnos un poco más extensamente de las opiniones de Felix y Lenk porque éstas no corresponden á las verdaderas condiciones y no obstante ya han pasado desgraciadamente á obras de texto como la Geología de Lapparent. Es verdad que hasta ahora la opinión de los dos autores era casi la única conocida por la prensa. Si se consideran las opiniones de Felix y Lenk en su aspecto total, se inclinaría uno á la creencia de que ellos querían apoyar la hipótesis del tetraedro de Green[1] demostrando la

1 Lowthian Green, Vestiges of the molten globe. London 1873.

existencia de la fractura de torsión en la América Central. Green supone como se sabe que la parte firme de la tierra tiene la forma de un tetraedro y que éste se ha torcido en la parte ecuatorial, por cuyo fenómeno él explica la separación en dos partes de los continentes. No es este lugar para entrar en la discusión de esta hipótesis, pero desearía mostrar la posibilidad de encontrar una conexión entre esta hipótesis y los esfuerzos de Felix y Lenk para demostrar la existencia de una gran fractura transversal.

Resumiremos en pocas palabras los resultados obtenidos:

La montaña del S. de México es una masa tectónicamente homogénea, es decir, una montaña formada por plegamiento.

El principio de la orogenia en el P. data del Cenomaniano, en el E. del Senoniano, pues la parte occidental es la más antigua.

El levantamiento principal es en el Terciario, de manera que las calizas de Escamela ya estaban destruídas en parte por erosión; teniendo la rigidez y el espesor de las rocas una gran influencia en la tectónica, se debe suponer, que las partes de las Calizas de Maltrata con plegamiento intenso, son regiones donde la erosión ya obraba antes del levantamiento principal.

El cambio en el rumbo de los estratos se debe referir á la circunstancia de que la fuerza orogénica tiene efecto no sólo perpendicularmente á la dirección longitudinal de las montañas, sino también perpendicularmente á la anchura.

La Mesa Central de México es un fenómeno totalmente secundario y no debe ser referido á grandes fracturas laterales (no es caballete (Horst)), sino que se formaba por el rellenamiento de los valles más altos de la montaña antigua, por masas de rocas eruptivas, arenas volcánicas y aluviones modernos. Donde los valles no están rellenados, es decir, donde faltaban las erupciones, la pendiente parece más rápida, porque los sedimentos se hunden por fracturas en escalera hacia el E. y el O.

En el O. de México hay actualmente un movimiento invasivo; en el E. un movimiento evasivo; expresiones que hemos elegido, en vez de positivo y negativo, porque ahora geográficamente se denomina positivo lo que está sobre el nivel del mar, negativo lo que se halla debajo de dicho nivel.

ROCAS ERUPTIVAS.

El Sr. Ezequiel Ordóñez, petrografista del Instituto Geológico, ha tenido la bondad de examinar las rocas eruptivas de Orizaba, y de su estudio me ha comunicado los resultados siguientes:

Las rocas eruptivas que se encuentran en contacto con las formaciones sedimentarias de las cercanías de Orizaba, vienen ya bajo la forma de corrientes, ya como diques diversamente orientados. Las corrientes de lavas descansan frecuentemente sobre lechos más ó menos gruesos de brechas ígneas de la misma naturaleza petrográfica que las corrientes, y representan, á nuestro modo de ver, y en atención á su carácter más vítreo, los productos primeramente arrojados en cada paroxismo, teniendo algunos de los grandes fragmentos de las brechas el aspecto de las bombas.

Entre las rocas de las corrientes y las de las brechas hay, como decimos, idéntica composición mineralógica, que conviene á la de las andesitas augíticas de piroxena. De estas rocas citamos la de la corriente que viene en la Estación de la Bota, del Ferrocarril Mexicano, en la bajada para Orizaba, de color rojizo manchada de negro; está constituída por un magma amorfo escaso, con escurrimiento fluídeo marcado por las hileras de finas microlitas de oligoclasa básica y numerosas cristalitas de augita alteradas en productos ferruginosos, que dan á la roca su coloración. Granos pequeños de óxido negro de fierro se hallan también esparcidos en el magma. De la primera consolidación sólo vemos en estas rocas muchos cristales de augita de 3 á 5 mm. de longitud, ya aislados, ya agrupados en nidos, y uno que otro cristal de labrador. En algunos lugares de esta corriente, la lava se encuentra en lajas delgadas de color gris, muy compactas, y de carácter muy vítreo, pues el magma amorfo es abundante; las microlitas de oligoclasa muy pequeñas, y la augita conserva la forma cristalítica del principio de la desvitrificación. Aquí los elementos de primera consolidación casi no existen.

La corriente de "La Bota" se prolonga hasta el camino de Zapotla á Maltrata y hasta la barranca de Maltrata; lugares en donde la roca tiene este mismo aspecto al microscopio.

Un carácter vítreo más acentuado nos ofrecen los fragmentos que forman las brechas ígneas y casi son verdaderas obsidianas, de color negro y con marcada tendencia á la estructura conchoide. Las microlitas de plagioclasa son muy pequeñas y la augita viene como en la roca anterior.

Es de interés observar la semejanza de estas rocas con las lavas del Pico de Orizaba, que son también andesitas augíticas un poco más básicas que las de "La Bota." El magma de muchas de las lavas de dicho gran volcán es de color pardo muy globulítico con microlitas de augita numerosas y microlitas de oligoclasa de pequeño ángulo de extinción en la zona de alargamiento. El labrador y la augita son los elementos de la primera consolidación.

En cuanto á las rocas que se encuentran en diques, casi todas pertenecen al grupo de los basaltos, y estos son, con toda probabilidad, de edad posterior á la de las andesitas en corrientes, que acabamos de citar. Las muestras que tenemos de las rocas basálticas en diques, proceden del camino de Maltrata á Boca del Monte, de la hacienda del Encinal cerca de Nogales y del Rancho de Cuxtitlán al S. de Maltrata. Todas las muestras son de color negro agrisado, ó negro, y compactas. En su masa se distinguen los granos de olivino verdoso que contienen comunmente en abundancia, con excepción del de la Estación del Ferrocarril de Boca del Monte en el que son raros estos cristales. Esta roca tiene pequeñas cavidades tapizadas de ópalo, y de tridymita en laminillas agrupadas.

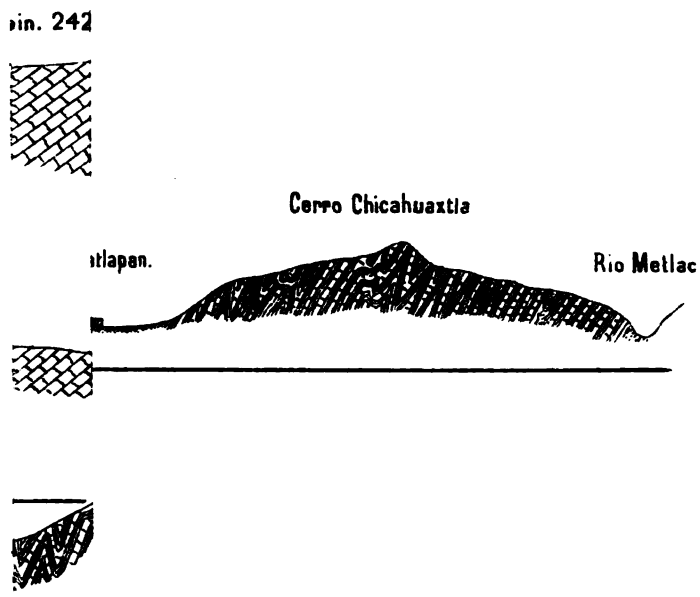
Los basaltos del Encinal son algo vítreos, en tanto que los de Cuxtitlán, con mucho olivino, son de magma muy microlítico y con mucha augita y óxido de fierro.

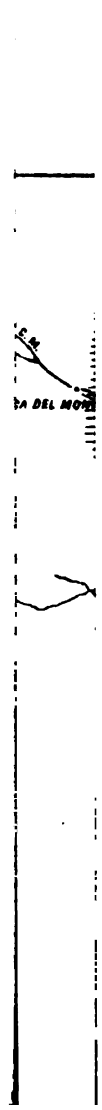
La roca del dique en la barranca al N.W. del cerro del Coyote es una andesita augítica vítrea de piroxena.

INDICE.

	Págs.
Introducción	3
Parte estratigráfica	5
1. Pizarras de Necoxtla	5
2. Calizas de Maltrata	6
3. Calizas de Escamela	8
El Cretáceo de Orizaba	11
Condiciones tectónicas	19
Parte hidrográfica y orográfica	31
Sobre manantiales y ríos de Orizaba	31
Sobre algunas formas orográficas	32
Sobre el origen de la Mesa Central Mexicana	38
Rocas eruptivas	51

BOLETIN NUM. 13.





LITEM. MOREAU SUC.ª MEXICO.

L'Institut Géologique du Mexique recevra avec grand intérêt les publications concernant la Géologie, la Géographie physique et l'Histoire Naturelle en général, en échange de son BULLETIN *qui se publie par cahiers in 4° avec gravures et planches. Le numéro 1 de ce recueil a paru avec le titre de "Boletín de la Comisión Geológica de México."*

Adresse:

Instituto Geológico de México.
Calle del Paseo Nuevo, núm. 2.

MEXICO, D. F.
MEXIQUE.

Amérique du Nord.

L'Institut Géologique a installé ses départements d'une manière provisoire dans la *Calle del Paseo Nuevo núm. 2;* on est prié de vouloir bien prendre note de sa nouvelle adresse, et aussi de son indépendance absolue de l'Ecole des Ingénieurs dont il a reçu autrefois une gracieuse hospitalité.

On est prié instamment d'accuser réception. Dans le cas où cette formalité aurait été négligée, on serait considéré comme ne désirant plus continuer à recevoir les publications de l'Institut Géologique du Mexique.

SECRETARIA DE FOMENTO, COLONIZACION É INDUSTRIA.

BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO

NUM. 14.

LAS RHYOLITAS DE MEXICO

PRIMERA PARTE

MEXICO

OFICINA TIP. DE LA SECRETARIA DE FOMENTO

Calle de San Andrés número 15.

1900

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

Núm. 1.—Fauna Fósil de la Sierra de Catorce, por A. del Castillo y J. G. Aguilera.—1895—56 pp., 24 lám.

Núm. 2.—Las Rocas Eruptivas del S.O. de la Cuenca de México, por E. Ordóñez.—1895—46 pp., 1 lám.

Núm. 3.—La Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán, por C. Sapper.—1896—58 pp., 6 lám.

Núms. 4, 5 y 6.—Bosquejo Geológico de México.—1897—272 pp. 5 lám.

Núms. 7, 8 y 9.—El Mineral de Pachuca.—1897—184 pp., 14 lám.

Núm. 10.—Bibliografía Geológica y Minera de la República Mexicana por R. Aguilar y Santillán.—1898.—158 pp.

Núm. 11.—Catálogos sistemático y geográfico de las especies mineralógicas de la República Mexicana, por José G. Aguilera.—1898.—158 pp.

Núm. 12.—El Real del Monte, por E. Ordóñez y M. Rangel.—1899.—108 pp., 26 lám.

Núm. 13.—Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México, por Emilio Böse. —1899.—54 pp. 3 lám.

Núm. 14.—Las Rhyolitas de México (Primera parte), por E. Ordóñez. —1900.—78 pp. 6 lám.

EN PREPARACION:

Núm. 15.—Las Rhyolitas de México. (Segunda parte).

Núm. 16.—El carbón de piedra en México.

Carta Geológica detallada de la República Mexicana.

ESCALA DE 1:100,000.

HOJA N. 1: ZUMPANGO.—HOJA N. 2: PUEBLA.—HOJA N. 3: MEXICO. HOJA N. 4: APAM. HOJA N. 5: ORIZABA.—HOJA N. 6: TEHUACAN.

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO.

DIRECTOR, JOSÉ G. AGUILERA.

LAS RHYOLITAS DE MÉXICO

POR

EZEQUIEL ORDOÑEZ

MÉXICO

OFICINA TIPOGRÁFICA DE LA SECRETARÍA DE FOMENTO

Calle de San Andrés núm. 15 (Avenida Oriente 51.)

1900

CON la descripción de la extensa familia de las *rhyolitas* que damos en el presente trabajo, tenemos la intención de publicar de tiempo en tiempo estudios sobre las rocas eruptivas mexicanas, comenzando por aquellas que tienen una más amplia distribución en el país, que son sin duda las rocas neovolcánicas.

El crecido número de ejemplares y de preparaciones microscópicas con que cuenta ya el Instituto Geológico, nos permiten emprender este trabajo, que tiene, entre otros muchos objetos, el de uniformar la nomenclatura petrográfica en México y el de dar á conocer la grande variedad que de cada familia de rocas se conoce en el país.

El aumento casi constante de nuestras colecciones petrográficas, al que contribuyen no sólo los miembros del Instituto, sino también muchas personas interesadas en estudios mineros y que ocurren á nosotros para obtener la clasificación, nos facilitará los medios de ir completando sucesivamente nuestras descripciones; y así, poder trazar un cuadro de todas las especies de rocas y de sus variedades, dentro del sistema de clasificación más adaptable á su conjunto.

Son dignos del mayor interés, además del estudio micrográfico, la distribución geográfica de las rocas eruptivas y las condiciones generales de su yacimiento. Por tanto, consagramos un capítulo especial á cada una de estas materias que envuelven en sí un problema geológico de los más importantes.

I

Notas históricas.—Subdivisiones principales de la familia de las rhyolitas. Caracteres macroscópicos de las rhyolitas. Distribución geográfica de las rhyolitas en México.

Es bien sabido por todos, que en el territorio mexicano ocupan extensas áreas las rocas eruptivas terciarias, las que se han presentado en una sucesión cronológica bien definida, cuyos términos hemos tratado de establecer,[1] escogiendo aquellos representantes que por su constancia de composición y caracteres, hasta donde es posible establecerlos en vista de las clasificaciones modernas, y por los múltiples puntos de contacto que tienen entre sí las rocas, son sin embargo bastante característicos para servirnos de ellos como puntos de partida para referir todas las especies intermediarias que resultan, bien de la heterogeneidad de las masas interiores de donde han emanado las rocas á la superficie, bien de la diferenciación de un solo magma por cambios de carácter físico y por lo tanto también de modificaciones químicas.

La predominancia de ciertos elementos químicos en las rocas, los minerales que las constituyen y la estructura, han servido de fundamento á la mayor parte de las modernas clasificaciones; fundamentos en cierta manera racionales, cuanto que ellos nos dan á conocer algo del estado de los magmas intracorticales, ya que no las fases de la sucesión como en un principio se creyó. La consideración del modo de presentarse de las rocas á la superficie, la edad, juntamente con otros caracteres de importancia secundaria, constituyen las variantes de las distintas escuelas de clasificación petrográfica.

Si juzgamos por la estructura, las rocas porfídicas ó microlíticas tienen una predominancia absoluta en la serie de rocas neovolcánicas de México; y si atendemos á la composición, aquellas que tienen un exceso de sílice son muy abundantes, aunque no lleguen á ocupar la primera categoría, que queda reservada á las rocas de mediana proporción de sílice. (Familia de las andesitas.)

Segregadas definitivamente del muy extenso grupo de rocas microlíticas, las rocas con sílice libre, en 1861 por los estudios de Roth y V. Richthofen en Hungría, no tardaron en seguir notas importantes, sobre todo en los Estados Unidos del Norte, que demostraron hasta qué punto se hacía necesaria tal subdivisión y cuán deficientes eran los primitivos métodos de observación. Los interesantes trabajos de Richthofen y de Zirkel en el Oeste de los Esta-

1 "Boletín del Instituto Geológico de México," núms. 4, 5 y 6, 1896.

dos Unidos, inauguraron, por decirlo así, en aquel país, la serie de estudios que se prosiguen hasta nuestros días y de los cuales han sido los principales autores C. King, Emmons, Wh. Cross, Iddings, Hague, Russell, Turner, Becker, etc., y tantos otros que con este motivo han dado también descripciones é ilustraciones más ó menos vivas y elocuentes, de los paisajes pintorescos que adornan las regiones montañosas de Nevada, de Utah y de Oregón, en donde abundan las rocas de que nos vamos á ocupar.

Se comprende desde luego el interés inmediato y la preferencia que hemos dado á los trabajos hechos sobre el particular más allá de la frontera; bien penetrados de aquellas descripciones de carácter puramente micrográfico, nosotros hemos visto pasar por el campo de nuestro microscopio los mismos tipos, las mismas formas, las mismas variedades, y hemos quedado sorprendidos á primera vista de tan estricto parentesco, y convencidos una vez más de la unidad que reina entre ciertos elementos del relieve de la América del Norte, ó más particularmente del Oeste de los Estados Unidos del Norte y algunas de las Sierras mexicanas.

Por otra parte; la grande familia de rocas modernas con sílice libre, "las rhyolitas," tal como ha sido establecida en todas las clasificaciones recientes, es quizá, á nuestro juicio, una de las más bien deslindada á despecho de los múltiples aspectos de sus individuos; prueba de ello es la facilidad con que son reconocidas generalmente aun sín el auxilio del microscopio y la semejanza que tienen los tipos de muy diversas procedencias, tanto de Europa como del resto del mundo, y que han patentizado los admirables y pacientes trabajos bibliográficos de Zirkel y de Rosenbusch en sus *Lehrbuch der Petrographie*, autores que habremos de citar frecuentemente en nuestro estudio.

Los primeros ilustres viajeros que como el Baron de Humboldt pusieron los cimientos de la geología nacional con del Río y otros, siguiendo el ejemplo de Europa, abarcaron con la palabra "pórfido" á la mayor parte de las rocas con estructura microlítica y aun microgranítica de colores claros. Posteriormente la denominación de "pórfido traquítico" creada por Beudant, restringió un poco la latitud de la primera, y entonces tomaron este nombre la mayor parte de las rocas silizosas según hemos podido comprobar identificando las localidades citadas por otros exploradores y mineros. Ya Humboldt en el Ensayo Político, distingue de los pórfidos, entre otras subdivisiones: los que tienen base vítrea, y así los llama, pórfidos de base de piedra pez (Real del Monte), que corresponde á nuestras retinitas; pórfidos de base de perlita (Real del Monte), y señala independientemente el vidrio con la vieja palabra de "obsidiana" (Cerro de las Navajas) [1].

Los estudios geológicos en México de las primeras décadas del siglo XIX

1 Describe "pórfidos con feldespato vidrioso empotrados en una masa de petro-sílex, jade," etc.

Distingue en Pachuca y Real del Monte los pórfidos de base arcillosa que contienen á las vetas, de los pórfidos de base de piedra pez, que tienen empotrada la obsidiana en "mantos y riñones."

se hicieron de preferencia sobre las regiones mineras más ó menos florecientes en aquella época, algunas de las cuales muestran muchas variedades y predominancia de rocas eruptivas. En muchos de esos lugares no escasean las rhyolitas en la forma de apófisis elevados y más ó menos fantásticamente desgarrados por la erosión (Bufas de Zacatecas, de Guanajuato, Peñas del Jacal, etc.), en donde pudieron observarse las rocas ácidas con caracteres especiales; pero los notables fenómenos de alteración sobre las rocas subyacentes de menor monto de sílice original y la silicificación de estas mismas rocas realizada en momentos de la formación de las ricas vetas minerales allí existentes, debió ocultar por mucho tiempo, no sólo el verdadero origen de estas rocas sino aun independerlas de las otras de edad más moderna y con caracteres no fáciles de distinguir para separar localmente unas de otras.

Así vemos como Burkart en la relación de sus viajes en México, publicada en Stuttgart en 1836, al hablar de las rocas de las Bufas del Mineral de Guanajuato les asigna un origen metamórfico; error no censurable si se atiende á la dificultad que existe para distinguirlas de la serie de capas de tobas de origen ígneo-acuoso y de areniscas que les sirven de base.

Igual carácter sedimentario les asigna Virlet d'Aoust á las rhyolitas de Guanajuato, guiado, como en otros lugares donde él observó la misma clase de rocas, de la notable regularidad y horizontalidad de los gruesos bancos que afectan la forma de capas. No es de extrañar tampoco las ideas de este sabio geólogo francés pues que fué ardiente partidario de las teorías neptunianas; pero algo se avanza en el verdadero conocimiento de su origen cuando dice que estas rocas, (que á veces las llama gros-porphyres), coronan á las formaciones metalíferas de México. Virlet d'Aoust fué también uno de los primeros que distinguió algunas de nuestras rhyolitas con el nombre de "pórfidos cuarcíferos," palabras que fueron de un uso corriente en México entre los geólogos de este país hasta en los momentos de introducir el microscopio y que se hicieron conocer los estudios micrográficos de Fouqué y Michel Levy. Otras veces aquel autor llama á las rocas porfídicas, "pórfidos traquíticos," incluyendo también aquí á las rocas de sílice libre. Cuando habla de las rocas del Real del Monte, distingue, como lo hizo Humboldt, un grupo de rocas como pórfidos metalíferos. Algunos pórfidos traquíticos, dice Burkart, se distinguen por la mezcla de feldespato vidrioso y las masas de esferolitas; por la presencia de la obsidiana, el pórfido de piedra pez y el ópalo de fuego.

Sin embargo de las confusiones á que daba lugar la deficiente observación microscópica y las transiciones que resultan en las rocas por ciertas acciones secundarias, no pudo escapar á la sagacidad de Humboldt la distinción entre las rocas con sílice libre, hoy rhyolitas, y las rocas verdes, andesitas. Extractamos de una página del capítulo XI del Ensayo Político: "Cual sea la relación que exista entre estos mantos, pórfidos de petrosílex, de piedra pez, de perlita, que muchos mineralogistas los tienen por productos volcánicos, y los pórfidos de Pachuca y Real del Monte y en los cuales la naturaleza ha depo-

sitado masas enormes de plata..... es uno de los problemas más difíciles de cuantos ofrece la geología."

En los archivos de la Comisión Científica de México que vieron la luz en 1867, que contienen la descripción de los interesantes viajes de Guillemin Tarayre se ve que recorrió un "perfil barométrico á través de México," entre San Blas y Veracruz, en el que debió atravesar una grande extensión de rhyolitas en las montañas entre el Pacífico y la Mesa Central; aquel viajero las designa sólo como pórfidos. Guillemin llama igualmente pórfidos traquíticos á las rhyolitas del cerro de las Navajas no distinguiéndolas de las rocas andesíticas del Real del Monte ni de las de los Organos de Actopan.

Posteriormente debieron distinguirse en México, en vista de las necesídades cada vez más crecientes de una formal separación de rocas que aún ofrecían diversas condiciones de yacimiento las más de las veces, ciertos grupos que debieron considerarse esenciales en las rocas efusivas neovolcánicas. Así, se creó el grupo de las "traquitas," rocas de tacto rudo y de colores claros, de las cuales es indudable que algunas, aunque raras, pueden recibir ese nombre aun en la definición de esa familia usado actualmente. En resumen: el nombre de pórfido traquítico, la vieja denominación europea, era el usado para muchas rocas que posteriormente hemos venido á reconocer como andesitas; pórfido cuarcífero para la mayoría de las rhyolitas, y la palabra basalto para las lavas de nuestros volcanes. Como se ve, estas divisiones eran las precursoras de la moderna clasificación, que establece divisiones análogas, basándose, entre otras cosas, en la cantidad de sílice que tienen las rocas.

En los momentos de referir nuestras colecciones á los tipos de la moderna clasificación, tomamos para las rocas ácidas indistintamente los nombres de "rhyolita" y de "liparita," los más usados actualmente. De estos dos términos, creados respectivamente por Richthofen y por Roth (1860–1861) y del de "quartz–trachyte" usado con frecuencia por Rosenbusch para todo el grupo, nosotros hemos adoptado la palabra "rhyolita," tanto porque el uso dió á este nombre la preferencia, cuanto por denotar en general un carácter de estructura que es frecuente en estas rocas y á la vez ser el término más usado en los Estados Unidos del Norte, región donde estas rocas son más abundantes de toda la América.

NOTA.—Siendo muy poco rico el idioma español en términos de la literatura científica, tropezamos á cada paso con algunas dificultades en el uso de las nomenclaturas. Aquí, por ejemplo, hemos vacilado al adoptar la escritura que debiera mejor convenir á la palabra ,'rhyolita," pues que la radical se escribe lo mismo en la mayor parte de las lenguas y además no queremos desvirtuar la forma de su escritura original. Pero hay que notar que esa forma no se aviene á la escritura de la lengua castellana y que en España se escribe simplemente "riolita" (Com. Map. Geol. Esp.)

Nosotros, poco consecuentes esta vez con nuestra lengua, respetando la escritura de la palabra en el idioma en que fué creada y por uniformidad de la nomenclatura, escribiremos siempre "rhyolita" como lo hemos hecho anteriormente.

Subdivisiones principales de la familia de las rhyolitas.

Para el estudio que nos hemos propuesto de la extensa y muy distribuída familia de las rhyolitas, nos es indispensable establecer de una vez las subdivisiones á que pueden dar lugar los múltiples aspectos de estas rocas, dependientes en gran parte de cambios en la estructura ó de estado más ó menos avanzado de cristalización de su magma.

No podemos en ningún caso, en vista de los documentos que poseemos, hacer aquella división que con toda cautela formula Rosenbusch cuando distingue en estas rocas, las que llevan como cristales de primera formación el sanidino, las que tienen la albita ó bien feldespatos más básicos; y sólo nos concretamos á estudiar las rhyolitas de sanidino que pueden contener á veces, juntamente con este feldespato y de manera accesoria, sea la albita, la andesina ó el labrador y que no traen con su presencia, ningún cambio, como sucede en las panteleritas, que caracteres nuevos en la roca han originado su separación. Podrán existir estas variedades ó especies, pero nosotros no las hemos conocido todavía en México. No sólo, no hemos tenido ocasión de comparar las rhyolitas como lo han hecho la mayor parte de los petrografistas europeos, con las otras rocas porfídicas con sílice libre de edad preterciaria, llamadas "quartz-porphyr" ó pórfidos cuarcíferos, porque ó bien, como es muy probable, estas últimas rocas son raras en el país, en vista de la pequeña extensión de formaciones paleozoicas en México ó que todavía no haya sido posible distinguirlas por la semejanza de sus caracteres con los de las rocas de igual composición y aspecto, neo-volcánicas.

Concretándonos, pues, á la descripción de las rhyolitas que llevan como feldespato dominante el sanidino, y una cantidad de KO y de NaO casi igual ó en pequeño exceso NaO, tenemos que adoptar para la división los mismos términos y grados adoptados por la mayoría de los autores, no trayendo nosotros, como es de esperarse, nada nuevo en esta parte.

Si las rhyolitas, como todas las rocas porfídicas ó microlíticas consisten de una mezcla de pasta ó magma amorfo con cristales incipientes (cristalitas), cristales en vía de formación (microlitas) y de cristales completos formados antes de la efusión de la roca; parece natural que mediando una composición química muy constante, la cantidad relativa de magma y de cristales de primera consolidación sirvan de base á una primera división. A esto equivale el pensamiento de Richthofen cuando crea el término de "nevadita" que supone, lo que no es lo más frecuente en el grupo de las rhyolitas, que los elementos de primera generación dominan en la roca sobre el magma del segundo tiempo de consolidación. Ahora; el estado más ó menos cristalino de este magma define las subdivisiones: un magma que tiene la composición semejante á la de un feldespato, como todo el magma de este prupo mezclado

con cuarzo ya casi granulítico ó microgranulítico es el de las *nevaditas* propiamente dichas; cuando la pasta es petrosilisosa, la roca recibe el nombre de *feldsonevadita*, y si es vítrea el de *hialonevadita*. Estas variedades son muy raras y aun dudosas en nuestras colecciones.

Siguiendo por su orden las subdivisiones generalmente adoptadas, toca su lugar á las que llaman específicamente liparitas y que nosotros nos permitimos llamar *rhyolitas propiamente dichas* por la restricción ó poco uso que hemos dado en México á la palabra liparita. Este grupo se caracteriza por la abundancia de un magma feldsítico ó microfeldsítico y materia amorfa, que muestran huellas generalmente muy claras de escurrimiento fluidal, reconocibles por bandas frecuentemente sinuosas y diversamente coloridas que se desvían cuando encuentran, como es frecuente, cristales de primera formación. Aquí, como en el grupo siguiente, hay formas de cristalización incipiente, que no existen ó no son frecuentes al menos en el grupo de las nevaditas. Estos son las agregados esferolíticos ó esferolitas, producto de la desvitrificación de los magmas feldsíticos. Y no son frecuentes en las nevaditas porque parece que mientras más abundan los fenocristales en estas rocas menos hay lugar á formación esferolítica, sin que esto llegue á ser una ley general. Entre los elementos de primera consolidación de las rhyolitas, unas veces domina el sanidino, otras veces es el cuarzo y por último estos dos minerales pueden existir más ó menos en la misma cantidad, pero esto no es bastante ni es necesario para hacer una subdivisión. La rareza de fenocristales juntamente con un magma desvitrificado ó mejor casi homogéneo microfeldsítico, da lugar á los tipos llamados "feldsita" y "microfeldsita" ó *litoidita*. La feldsita es algunas veces producida por acciones secundarias sobre rocas de otra clase, como sucede entre nosotros en algunas regiones mineras. Rhyolitas litoides ó *litoiditas* abundan en México en corrientes y parecen caracterizar á las más jóvenes erupciones.

La tercera división de la familia de las rhyolitas la forman aquellas especies en las que el magma de composición química, análoga á las otras, es amorfo y por ello sin acción sobre la luz polarizada. Rosenbusch las llama "vidrios de liparita" (glass–liparit) y que distinguiremos aquí en conjunto con el nombre de *rhyolitas vítreas*, á falta de un término más preciso. Se subdividen en *retinitas* ó *piedra pez* cuando el magma contiene cierta proporción de agua, en *obsidiana* si es una masa vítrea con menos cantidad de agua, ó un vidrio transparente y generalmente de un color que varía del gris al verde y al negro, de estructura perfectamente concoide y que da aristas muy finas. Todo el mundo conoce la obsidiana, de un uso tan frecuente entre los antiguos mexicanos, quienes fabricaron con ella numerosos utensilios; esta roca abunda en muchas regiones del país. Este mismo vidrio, calcinado, de color blanco amarillento, con numerosas cavidades huecas ó llenas de gas, dá la pómez. Algunos tipos de rhyolitas vítreas se confunden á menudo con los vidrios de andesitas ó andesitas vítreas, por lo que habrá que distinguirlos en la mayor parte de los casos, unos como obsidianas andesíticas, otros

como obsidianas rhyolíticas, etc., como lo hemos hecho á veces en la clasificación de las rocas de nuestras colecciones. Sin embargo, para evitar confufusión reservaremos en lo sucesivo, para hacer característicos los nombres, los términos de retinita y obsidiana exclusivamente para las formas vítreas de rhyolitas.

Hé aquí ya completo el cuadro de las subdivisiones de la familia de las rocas ácidas microlíticas que comprende en una casi perfecta gradación, desde un estado casi enteramente holocristalino de un magma, hasta el estado el más vítreo ó amorfo natural que se conoce. Estas subdivisiones de la gran familia de las rhyolitas reposa esencialmente en la abundancia relativa de los elementos cristalizados durante una primera generación comparada con la cantidad de magma semicristalino ó amorfo de última consolidación. También se funda en el estado más ó menos avanzado de cristalización incipiente del magma feldsítico. No se ha tomado en cuenta la composición química que se supone ser muy semejante en todas las variaciones del grupo ó variar dentro de límites no muy amplios y en atención á que nosotros sólo nos ocupamos aquí de las rhyolitas que tienen como feldespato dominante el sanidino.

Nosotros hemos seguido al hacer nuestras subdivisiones, á la mayoría de los petrógrafos, principalmente á Rosenbusch, quien toma por base de la subdivisión las condiciones que antes dejamos asentadas y que son las mismas con que distinguen sus variedades, Zirkel, Richthofen, Iddings, etc.

Las rhyolitas se dividen por lo tanto en

NEVADITAS.

Felsonevaditas.
Hialonevaditas.

RHYOLITAS PROPIAMENTE DICHAS.

Litoiditas.

VIDRIOS DE RHYOLITA Ó RHYOLITAS VÍTREAS.

Retinita ó piedra pez.
Obsidiana.
Pómez.

Estas últimas presentan á veces un agrietamiento en glóbulos y que se verifica durante el enfriamiento de la roca, dando lugar á una estructura llamada perlítica.

Caracteres macroscópicos de las rhyolitas.

Una vez expuestas las divisiones principales de las rhyolitas, importa conocer aquellos caracteres por los cuales pueden distinguirse fácilmente en la mayor parte de los casos aun macroscópicamente. Se comprende, desde luego, la utilidad de un tal conocimiento, puesto que nos será cómodo reconocerlas sobre el terreno antes de recurrir al microscopio. En los dos primeros grupos ó divisiones de las rhyolitas que hemos establecido, predominan los colores claros, desde el blanco puro que presentan algunas litoiditas (Pachuca, Real del Monte), hasta colores rojo claro y violado de la mayor parte de las rhyolitas propiamente dichas, habiendo todas las gradaciones intermedias del amarillo, del rosa, violado, gris claro, etc.

Muchas de las rhyolitas macizas tienen una dureza superior á la de la mayor parte de las rocas microlíticas por el carácter eminentemente silizoso de su magma, propiedad utilizada en las regiones mineras del país, donde existen estas rocas, empleándolas como piedras de molino (piedras voladoras de Pachuca, Guanajuato, etc.), en las arrastras ó tahonas usadas en los antiguos procedimientos de molienda de los minerales.

El aspecto general de la roca puede ser de los más característicos quizá, excepto el caso en que las rhyolitas tocan los límites de otras familias de rocas, en el supuesto de la fina gradación que existe entre todas las familias, grupos y variedades de las rocas conocidas. Así, por ejemplo; á la simple vista una nevadita puede confundirse fácilmente con una granulita; muchas veces hemos considerado en el terreno como rhyolitas, á dacitas ó andesitas penetradas de cuarzo por acciones secundarias. Pero la frecuencia del cuarzo hialino en cierta abundancia, acompañado casi siempre de feldespato vidrioso empotrados en una masa feldsítica, permite fácilmente descubrir las feldsonevaditas; y aun las hialonevaditas cuando dicha masa presenta el lustre vítreo de la obsidiana ó de la retinita.

Las rhyolitas propiamente dichas no son menos fácilmente reconocibles porque la masa feldsítica, las más veces compacta, tiene la estructura en bandas de fluidalidad paralelas á los planos de escurrimiento de la roca. Estas bandas de diferente coloración y densidad ó compacidad, suelen ser muy finas y presentan el aspecto de un jaspe como es el caso para las rhyolitas de Tula (Hid.), que muestran bandas alternas de color blanco gris y rojo muy sinuosas y no interrumpidas. Otras veces estas bandas anchas y compactas alternan con otras menos duras, esponjosas ó cariadas y con numerosos granos de cuarzo y feldespato como en rhyolitas de la Sierra Madre; otras en fin, macizas y sin bandas, de superficie uniforme, muestran aquí y allá secciones esquinadas de cuarzo y á veces también de algún mineral ferromagnésico de color pardo.

La estructura en masa de las rhyolitas con bandas de escurrimiento presenta tan grande variedad que sería difícil mencionar los múltiples aspectos macroscópicos. Muchas veces sucede que tales bandas muy finas y muy delgadas definen planos de más débil resistencia, y según ellos se dividen las rocas en lajitas muy delgadas. Tenne cita esta exfoliación en las rhyolitas gris azuladas de las Navajas. En hojas tan finas como de un cartón se separan las bandas de rhyolitas de muchas localidades mexicanas, no citando aquí más que aquellas procedentes de cerca de Tequixquiápam.

Más fácilmente son reconocibles macroscópicamente las rhyolitas cuando en su masa hay agregados esferolíticos de dimensiones perceptibles, porque se dejan ver en la superficie las secciones circulares de los esférulos con zonas concéntricas finas de diversa coloración; líneas muy finas obscuras separan á veces unos de otros los esférulos. Las rhyolitas del cerro de Chichíndaro, sumamente esferolíticas, muestran á la simple vista este doble carácter. Cuando los glóbulos esferolíticos son más resistentes que la masa feldsítica en la que vienen empotrados, entonces las rocas al partirse conservan dichos glóbulos completos, de un color distinto del de la masa de la roca. Rhyolitas con grandes esferolitas de las Bufas de Zacatecas dan superficies arriñonadas. En las de San Felipe, en el Distrito de San Miguel de Allende, las esferolitas vienen diseminadas en una toba rhyolítica tan poco consistente, que la desintegración de la roca deja desprender glóbulos duros de todas dimensiones, que se encuentran en abundancia en el terreno. Obsidianas y retinitas esferolíticas dan lugar al mismo fenómeno en las montañas de Apaseo el Alto en el E. de Querétaro. En esta región, las esferolitas enteramente esféricas, de color rojo, se hallan diseminadas en una masa vítrea, negra ó gris, dando un agradable contraste. Las esferolitas se distribuyen á veces en regueros ó hiladas paralelas.

Una superficie uniforme y unida, una estructura concoide y á veces un ligero lustre vítreo caracterizan á las rhyolitas litoides á más de un color bastante claro. Las litoiditas de Yahualica en Jalisco son azul-violadas, las de Real del Monte son blancas, las de los Cubitos en Pachuca tienen la textura y lustre de la porcelana.

Es inútil insistir más sobre los diversos aspectos macroscópicos de las rhyolitas, que un ojo poco ejercitado las puede distinguir. Los vidrios rhyolíticos son tan característicos que no necesitan descripción; las obsidianas varían desde un color negro ó verde obscuro, con bordes transparentes y del aspecto del vidrio (Navajas, Zacualtipam, Juanacate, etc.), hasta naranjadas y rojas con lustre casi de pez y de bordes poco translúcidos (Maravatío).

Las mismas coloraciones tienen la piedra pez ó la retinita, caracterizada por su lustre, sólo que el color que más domina en las retinitas mexicanas es el pardo que tira al negro ó al rojo.

El estudio de las formas que afectan en el terreno las montañas constituídas por rhyolitas así como la estructura en masa de estas rocas, completaría el cuadro de caracteres para la determinación macroscópica; pero esta materia

interesante cabe mejor en la descripción que hacemos adelante de localidades típicas de rhyolitas mexicanas, en donde hemos procurado facilitar la descripción con varias vistas intercaladas en el texto, dando con ellas una idea del aspecto fantástico y gracioso de muchas de nuestras montañas de rhyolitas.

Distribución general de las rhyolitas en México.

Tan ampliamente desarrolladas como están las rhyolitas en el territorio mexicano, ya cubriendo extensiones considerables de terreno, ya esporádicamente, como dijimos al principio, asociadas á depósitos sedimentarios ó subordinadas á rocas eruptivas de otra composición, hay sin embargo una región circunscrita, hasta ciertos límites, en donde estas rocas adquieren grande predominancia, y dan, por decirlo así, al terreno una facies peculiar.

Las rhyolitas se extienden en una parte de la Mesa Central que comprende principalmente el borde septentrional de la región de los modernos volcanes y en la Sierra Madre Occidental, por excelencia eruptiva. En dicha Sierra Madre, las rhyolitas se encuentran desde cerca de la frontera con los Estados Unidos hasta el paralelo 21 de latitud. Al Sur de este paralelo, estas rocas ocupan áreas insignificantes y son muy raras en la Sierra Madre del Sur, sobre todo en sus vertientes del Pacífico, constituída en general por una faja arcaica de granitos y pizarras cristalinas.

Las rhyolitas en la Mesa Central, se encuentran con frecuencia en la forma de apófisis y por lo tanto extendidas en pequeñas áreas. No escasean sin embargo grandes superficies cubiertas de numerosas corrientes, las que adquieren un pleno desarrollo en la Sierra Madre, resultando de aquí una distinción que no reviste una clara especificación, pero que podemos considerar característica.

Se admiten hoy generalmente varias formas de erupción para ciertas familias de rocas, formas sugeridas por las condiciones de sus yacimientos. De estas formas, consideramos aquí las erupciones por grietas alargadas en determinada dirección que corresponde las más veces á la dirección general del relieve de la región, y las erupciones que parten de un centro ó foco que es susceptible de desalojarse. El primer tipo caracteriza de alguna manera á las primeras erupciones terciarias, y entre nosotros á las erupciones del mioceno, de gran interés tectónico por su abundancia. El segundo tipo es casi el único bajo el cual aparecen las lavas de los recientes y contemporáneos volcanes que emiten sobre todo, como es sabido, lavas básicas ó por lo menos de bajo monto de sílice. Pues bien; las rhyolitas de la Sierra Madre se han manifestado al exterior por grietas de considerable longitud, en corrientes que han ocupado inmensas áreas eruptivas ya fuertemente denudadas y que cubren con espesores hasta

de 1000 metros. En los acantilados gigantescos que limitan á largos y profundos cañones, se ven en corte vertical, con admirable regularidad, las numerosas corrientes de rhyolitas, en posición próxima á la horizontal, separadas por bancos gruesos de tobas y de material detrítico, producto de aquellas mismas erupciones. Las rhyolitas de la Mesa Central han salido por angostas y pequeñas grietas, ó por un centro ó boca; han abierto una chimenea y se han derramado al rededor de este punto, dando corrientes inclinadas conforme á la pendiente primitiva; á veces la fuerza eruptiva insuficiente, ha dado sólo origen á mamelones del tipo de los Puys ó á angostas crestas cubriendo la grieta de salida. Podemos reconocer hoy, aun á despecho de la avanzada erosión de los campos de rhyolitas, el carácter explosivo de algunas erupciones que da nacimiento á cráteres de grandes dimensiones en lugares excéntricos al foco principal de actividad y que formaron también cráteres lagos semejantes á los de la Auvernia y del Valle de Santiago, alimentados por aguas profundas calentadas por abundantes fumarolas, que han dado origen á sedimentos de tobas endurecidas químicamente en el fondo de estos inmensos circos, cuyas huellas encontramos al pie de muchos domas llamados en México "Bufas," que despertaron tanto la atención de los primeros que hicieron exploraciones geológicas, siendo aquellas para unos, como Burkart, de origen metamórfico, y para otros, como Humboldt, reconocidos como de origen eruptivo.

Como se ve por estas observaciones y las que expondremos al hablar detenidamente de las rhyolitas, la forma explosiva de las erupciones debe ser tan antigua seguramente como las erupciones por un volcán ó chimenea en el uso estricto de la palabra. Se puede probar en las regiones eruptivas de la Mesa Central Mexicana, que á las erupciones por angostas grietas han sucedido erupciones de volcanes y á éstos formaciones de cráteres de explosión, como el resultado de una disminución de la energía interior y que estos distintos modos de manifestación han tenido lugar no especialmente en lavas de reciente aparición, sino principalmente en rocas eruptivas miocénicas y pliocénicas, de las cuales las rhyolitas han venido á ser en algunas partes el término final, el producto último de una larga serie apenas interrumpida de erupciones y también frecuentemente de sólo paroxismos.

Para dar una idea de la distribución general de las rhyolitas en México, hemos preparado la carta que va al fin de este estudio en la que hemos cubierto con tinta roja las áreas de estas rocas. Muy lejos estamos de haber trazado con grande exactitud dichas áreas, pues no tenemos completo el levantamiento geológico del Oeste de México, pero sí creemos que dista poco de la verdadera área total que las rhyolitas cubren en todo el país. Para la mejor inteligencia de las descripciones regionales y del estudio micrográfico, hemos marcado con números las principales regiones que sirven de referencia al texto y á la lista de localidades que lleva la misma carta. A la simple vista, la carta muestra que las rhyolitas se encuentran en mayor cantidad en la porción septentrional del río de Santiago hasta Durango, desde el poniente de

Zacatecas hasta cerca de las costas, ó sea en la Sierra del Nayarit y sus prolongaciones. Igual cosa puede decirse del espacio al poniente entre Durango y Chihuahua, aunque algo más diseminadas. Independientemente cada área se alarga en la dirección de los valles longitudinales y ocupan de preferencia las cimas de las Sierras. Es indudable que de la faja rhyolítica de la Mesa Central y del Sur de la Sierra Madre, las rhyolitas han desaparecido en muchos puntos debajo del manto de lavas, tobas y cenizas del gran número de volcanes basálticos y andesíticos post-pliocenos que vemos esparcirse con profusión en la Mesa del Anahuac.

En los párrafos siguientes vamos á procurar dar una idea de la estructura general de las rhyolitas en el terreno, del aspecto peculiar que comunican al paisaje, y desarrollar algo más lo que hemos dicho sobre la manera cómo estas rocas se han manifestado al exterior. Hemos elegido para nuestra descripción regiones del país que nos han parecido típicas para mostrar los distintos modos de yacimieuto. De la Sierra Madre occidental ya hemos hecho en nuestro Boletín números 4, 5 y 6, varios cortes transversales, particularmente instructivos desde el punto de vista de la extensión de las rhyolitas. De la Mesa Central hablaremos de las regiones más importantes, con especialidad de campos rhyolíticos inmediatos á los Distritos mineros.

II

LAS BUFAS.

Rhyolita.—La Bufa Grande.—Guanajuato.

Toba rhyolítica.—Una de las Peñas Comadres.—Guanajuato.

Tip. y Lit. "La Europea"—1910

Las bufas de Guanajuato.

Casi tan antiguo como el descubrimiento de los ricos minerales de Guanajuato y Zacatecas es el uso de la palabra "Bufa," nombre con que los mineros designaron á masas de rocas de formas caprichosas que coronan las cimas de algunas eminencias en la proximidad de esos grupos de vetas argentíferas.

Estas montañas así fantásticamente desgarradas no tienen en los dos centros mineros mencionados una altura mayor que la de los cerros vecinos, pero rompen de tal modo la monotonía resultante de las formas arredondeadas que adquieren por erosión las montañas de tan altas cuanto extendidas serranías, que no pudieron dejar de llamar vivamente la atención de los mineros. Pero esta particularidad puramente objetiva no es la única que distingue á estas masas rocallosas acantiladas; desde el punto de vista geológico, el contraste es aún más marcado. En rocas eruptivas se alojan una gran parte de las vetas metalíferas de estos Distritos, de origen eruptivo son también las Bufas y sin embargo la roca de estas últimas nunca se ha visto cruzada por las vetas. El examen petrográfico nos lleva desde luego á establecer las diferencias de carácter mineralógico y el estudio de la sobreposición, la época diferente de su aparición. La roca de las Bufas es de naturaleza rhyolítica, las rocas verdes "metalíferas," como en un tiempo se les llamó, contienen menor cantidad de sílice; por lo tanto en las mismas condiciones de energía de la erosión han sido menos fácilmente desagradables las rocas silizosas de las Bufas y en las que las variantes de estructura y de consistencia, tan frecuentes en esta familia de rocas, dan origen en definitiva á su aspecto caprichoso.

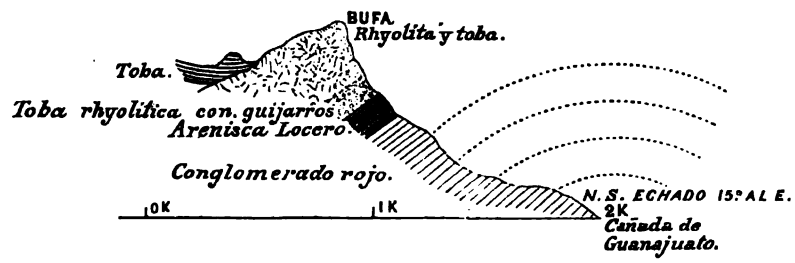
La sierra de Guanajuato y localmente la parte de la sierra que comprende el distrito minero del mismo nombre es geológicamente muy complexa, y ha habido opiniones muy diversas no sólo en cuanto á la edad de las rocas que son de aspectos y naturaleza muy diversas, sino también sobre el origen de algunas de ellas. No entraremos aquí en esta materia difícil, simplemente indicaremos, como lo hemos hecho ya en otra parte, que á las rocas de las Bu-

fas se les ha asignado por unos un origen eruptivo y Humboldt parece sugerir el primero la idea; por otros un origen sedimentario y metamórfico, siendo esta la opinión á que se adapta un escritor contemporáneo, D. Pedro López Monroy[1] en su obra "Las Minas de Guanajuato," quizá adaptando sus ideas á las del Sr. Burkart que escribió en 1836.

El estudio al microscopio de las rocas de las Bufas de Guanajuato y un examen detenido en el terreno, nos revela su origen ígneo-acuoso y aun en partes puramente ígneo.

Las Bufas de Guanajuato (Lám. I) se levantan al S.E. de la ciudad, formando una cornisa elevada al frente de la cañada de Guanajuato y que limita á una meseta elevada de la cual sobresalen las peñas de las Bufas. Esta meseta tiene una altura de 2,350 metros sobre el mar, sus extremos son el cerro de Chichíndaro al E., formado de un excelente tipo de rhyolitas esferolíticas, la Bufa Grande al W. y la de la Yerbabuena al S.W., teniendo estas dos últimas una altura poco más ó menos igual, de 2,385 metros próximamente sobre el mar. Estas dos grandes Bufas están sostenidas por bases de pendiente fuerte, que caen bruscamente á los valles que se abren en el Bajío y están separadas una de otra por la profunda barranca de la Yerbabuena, que corta la meseta desde el cono truncado llamado la meseta de Calderones. La mesa á la que sirven de corniza las Bufas en una extensión de dos kilómetros enfrente de la cañada de Guanajuato, forma parte de un estribo que se desprende de la arista principal de la Sierra en los flancos S.W., que van á limitar el Bajío. La aridéz típica de la región, las fuertes pendientes, los muros acantilados de las Bufas de 40 á 50 metros de altura, permiten con facilidad seguir desde las goteras de la ciudad, el orden de sobreposición de las rocas; y de esta manera asegurarse de que las Bufas ocupan la cima de las formaciones, cubriendo á una parte de sedimentos, con anterioridad desviados de su posición horizontal primitiva.

Al efecto ponemos aquí un corte que muestra la posición relativa de las rocas.



Las Bufas descansan sobre una extensa formación sedimentaria constituída principalmente por un conglomerado rojo de potencia que pasa de 400 metros. Dicha roca en bancos gruesos, ocupa una extensión considerable

1 Pedro L. Monroy.—Las Minas de Guanajuato.—Anales del Ministerio de Fomento.—Tomo X, 1888.

al Sur y al S.W. de la ciudad de Guanajuato formando pliegues muy tendidos descabezados por la erosión. En los lugares donde está tomado nuestro corte, el rumbo de las capas de conglomerado rojo varía de N. á S. hasta N. 45° W. y el echado al N.E. y de 15° cambia poco á poco al E. conservando una inclinación muy constante de 10° en un gran espacio. Muy cerca del pie de las Bufas y á una altura de 2290 metros sobre el mar, ó sea de cerca de 300 metros sobre el centro de la ciudad, el conglomerado va cambiando lentamente hasta transformarse en una arenisca roja primero, y verde de varios tintes después; muy consistente, dividida en capas delgadas y penetrada de cuarzo, lo que le da un aspecto de toba. Suelen encontrarse intercaladas capitas muy delgadas de piedra córnea. Esta serie de capas, designadas con el nombre de *locero* conservan su estratificación enteramente concordante con la del conglomerado y ocupan la parte superior de esta vasta formación. El espesor total del grupo de capas de locero no va más allá de 50 metros.

En brusca transición y en contacto inmediato con el locero, se levantan los acantilados de las Bufas, roca sin estratificación y sin ninguna otra estructura regular. Con una potencia de 80 á 100 metros, esta roca, á veces maciza, á veces poco coherente, de color gris ó más generalmente rosada, ofrece el mismo aspecto y composición. En la fractura fresca, la roca tiene un aspecto terroso en parte semejante al de la pómez. Se distinguen también puntos pequeños negros de mica biotita, la que accidentalmente viene en grandes pilas exagonales; uno que otro cristalito de cuarzo bipiramidado, y por último, cristálitos algo alterados de feldespato.

El aspecto de la roca, su ligereza, etc., muestran inmediatamente el carácter de una toba, de una toba rhyolítica, como se ve claramente en las láminas delgadas. En efecto; en la mayoría de las preparaciones, un magma finamente polarizado y microfeldsítico, acusa su origen detrítico, es decir, de material cinerítico acumulado y consolidado. Fragmentos de feldespato, probablemente albita, se hallan empotrados en el magma, así como cristalitos de cuarzo fuertemente corroídos. La mica ferrífera, de fuerte dicroismo, se halla á veces muy dividida hasta en agujas; y toda la superficie de las preparaciones se ve á la luz natural salpicada de puntos de fierro negro como polvo y manchitas amarillas de alteración, las que quitan la limpidez de dichas preparaciones. Exactamente la misma descripción conviene á la roca procedente de la Bufa de la Mojonera, que suele presentar además englobado en el magma, fragmentos de rhyolita esferolítica y aun pedazos de andesitas alteradas. La roca de cerca de la Bufa Grande, es algo más ligera, más rosada, y sólo muestra el carácter finamente polarizado de la toba y raros fragmentos de cuarzo ó feldespato.

En la base de los acantilados de las Bufas, cerca del contacto con el locero, las tobas rhyolíticas envuelven gran cantidad de fragmentos de rocas de muy diversa naturaleza, con aristas agudas ó arredondeadas, especialmente de granitos de biotita, fragmentos de pizarra, de andesitas, de conglomerado rojo, etc., materiales arrancados indudablemente de la chimenea volcánica du-

rante las violentas explosiones que dieron origen á tan abundantes productos cineríticos. Este es, á nuestro modo de ver, el origen de las tobas que constituyen las Bufas, por más que no sea posible reconocer ahora los lugares por donde pudieron haberse verificado tales erupciones. Este fenómeno de violentas explosiones originando grandes áreas cubiertas de tobas rhyolíticas, ha sido considerado muchas veces como el único capaz de engendrar tales productos de naturaleza rhyolítica. El profesor Turner,[1] al hablar de las rocas de la Sierra Nevada, supone que muchas rocas de naturaleza rhyolítica que cubren en aquellas regiones á los aluviones auríferos eocenos, han sido verdaderas acumulaciones de lodo rhyolítico, otras han caminado como corrientes de lava fundida. Algunas de estas tobas rhyolíticas contienen, como las de Guanajuato, fragmentos aprisionados de otras rocas, y la masa más ó menos vítrea envuelve la plagioclasa, el cuarzo y la mica en fragmentos.

En las lomas de los condados de Calaveras y Amador en California, estas tobas forman los cornisamientos de mesetas. En el Estado de Colorado, en las regiones mineras de Silver Cliff y Rosita Hills, abundan las rhyolitas, que se muestran ya en diques como en corrientes. Muchas de ellas han hecho erupción por grietas, pero también abunda el material detrítico que Whitman Cross[2] supone producido por violentas explosiones y que forma allá acumulaciones de gran espesor; también estas rocas envuelven fragmentos arrancados del primitivo subsuelo (fragmentos de granito, de gneiss, de andesitas, etc.). Podríamos citar más casos, pero estos bastan para demostrar que la forma explosiva de los volcanes de rhyolitas de edad neocena, ha sido tan común casi como en algunos de nuestros volcanes modernos de rocas básicas.

Sobre las tobas rhyolíticas de la alta meseta á la que sirven de cornisa las Bufas, descansa, cubriendo una área considerable, otra toba rhyolítica de color blanco verdoso menos consistente y con excelente estructura columnar. Dicha roca cubre á una parte del cerro de Sirena, la base del cerro de Chichíndaro, el cerro del Meco y otras alturas que sobrepasan la mesa, como la meseta de Calderones, etc. El trabajo de erosión sobre esta roca columnar ha dado formas muy características, citando especialmente las conocidas "peñas Comadres," curioso grupo de rocas casi en el borde de la mesa de las Bufas (lám. I, fig. 2). En esta roca también abundan fragmentos de pizarra, de pómez y de otras rocas, y parece haber escurrido como una corriente de lodo. En parte ofrece el carácter de una verdadera sedimentación en capas delgadas con la textura de una brecha. En la región de Sirena, esta roca descansa directamente sobre el conglomerado, en Chichíndaro sobre las rhyolitas, y al S. de esta montaña, sobre andesitas verdes y aun sobre el *locero*.

Rhyolitas macizas en la forma de domas y de corrientes abundan en la Sierra de Guanajuato, no sólo sobre la cresta principal, sino también en sus

1 Rocks of the Sierra Nevada—H. W. Turner.—Fourteenth Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.

2 Whitman Cross—Geology of Silver Cliff, Rosita Hills, Colo.—Seventeenth Ann. Rep. U. S. Geol. Surv., 1895-96.

flancos. Abundan especialmente al N. del cerro del Gigante, cerca de Santa Rosa y en el extremo S.E. de la Sierra, abarcando una extensión considerable. Reaparecen en las cercanías del Mineral de San Luis de la Paz al E. de la Sierra de Guanajuato; en San Miguel de Allende y en otros varios puntos de los flancos meridionales de la serranía. Al Sur de la mesa de las Bufas, en una parte desprendida de la Sierra, llamada Sierra de San Gregorio ó del Chevo, las rhyolitas macizas rodeadas de tobas de la misma naturaleza que la de las Bufas, forman la mayor parte de las montañas de esa región que allí limitan á la llanura del Bajío. Estas rhyolitas son bastante duras para servir de piedras de molino en los arrastres (piedras voladoras). Son de varios aspectos y coloraciones, pero domina el color rojo; tienen una estructura en bandas de escurrimiento y el microscopio muestra el magma feldsítico con numerosas lagunas de cuarzo de impregnación, segregaciones esferolíticas del mismo cuarzo secundario y geodas tapizadas de pequeños cristales de ese mineral.

Hemos llamado ya muchas veces la atención sobre la frecuencia de este fenómeno de silicificación en las rhyolitas y en otras rocas de nuestras regiones mineras, hechos que sugieren la idea de una relación entre las acciones fumarólicas que siguieron á las erupciones de rhyolitas y la formación de los criaderos minerales.

Estas rhyolitas de que hablamos tienen muy pocos cristales de cuarzo primario, y sí mayor número de cristales de sanidino con regueros de inclusiones gaseosas.

En frente de la cañada de Guanajuato se levanta el cerro de Chichíndaro en el extremo de la mesa de las Bufas. Rodeada de andesitas y de tobas rhyolíticas verdosas, la cima, de forma arredondeada, está constituída de un macizo de rhyolitas de color rojo y rosado en bancos gruesos ligeramente inclinados. La base del macizo la forman rhyolitas muy esferolíticas, reconocibles á la simple vista por el tamaño de las secciones de los glóbulos esferolíticos. El microscopio revela una mezcla de magma feldsítico y de magma vítreo incoloro con numerosas aglomeraciones triquíticas alineadas fluidalmente. A la luz natural, los grandes glóbulos esferolíticos dan anillos concéntricos opacos, en donde las aglomeraciones triquíticas están, por decirlo así, concentradas; á la luz polarizada dichas secciones esferolíticas dan una estructura radiante de cruz negra característica. Como elementos de primera consolidación, sólo se encuentra generalmente el sanidino en cristalitos enclavados en el interior de las esferolitas. La estructura esferolítica de estas rocas va disminuyendo gradualmente hacia la cima de la montaña, á medida también que el magma va siendo más puramente feldsítico y con numerosas secciones de cuarzo secundario.

Cerca del cerro de Chichíndaro desaparece el crestón del principal filón de Guanajuato "la veta Madre," y no sería posible demostrar, mientras no se prosigan los trabajos de las minas en esta dirección, si esta montaña fué primitivamente, lo que es muy probable, un canal de erupción rodeado del con-

glomerado y de andesitas verdes, una y otra roca cruzada por vetas argentíferas, ó es simplemente el resto de una gran corriente de rhyolita, como la separación en bancos y la estructura fluídea de la roca parecería demostrarlo. De todos modos, entre las rhyolitas macizas y las tobas rhyolíticas hay la más estrecha relación. Si las primeras vinieron como los productos de volcanes y se extendieron á manera de corrientes, las segundas representan los productos de la última fase volcánica de las rhyolitas, la forma explosiva de las erupciones.

La Bufa de Zacatecas.

Ejemplo excelente de una erupción por grieta, coronando una montaña y en la forma de una cresta aguda y acantilada, nos muestra la Bufa que se levanta en las orillas de la ciudad de Zacatecas, en el borde oriental de la cañada en donde se halla edificada la ciudad. Tales puntos de contacto muestra en su constitución y relaciones geológicas con las otras rocas de la localidad esta cresta y las Bufas de Guanajuato, que pudieran bien avenirse á la misma descripción. En efecto; la base de las Bufas de Zacatecas, como la generalidad de las montañas de esa región, está constituída por una roca verde, que tiene, como la de Guanajuato, los más variados aspectos, ocasionados por las condiciones originales de su erupción, por sensibles variaciones en la composición del magma de donde proceden, por los sucesivos estados de la alteración, y por último, por el metamorfismo engendrado por acciones dinámicas. De todo esto nace una dificultad bien grande para clasificar y definir en términos claros esta roca, que desde un estado enteramente apizarrado que la hace confundir con una roca sedimentaria, se pasa por todos los grados hasta el aspecto franco de una roca maciza de aspecto granítico ó porfiroide, á la que Humboldt llamó syenita. Muchas preparaciones microscópicas hemos hecho con el objeto de determinar el carácter original de estas rocas verdes, y encontramos que es posible asignarles una facies andesítica dominante que llega por el lado holocristalino á confundir sus caracteres con los de la diabasa y el gabro, en tanto que variedades ricas en materia de cristalización incipiente, dan variedades andesíticas ó porfiríticas, algunas tan completamente silicificadas que pueden confundirse con una litoidita, dura y exfoliada como una pizarra, ó rocas sin sílice abundante y terrosas, forma detrítica de estas rocas ó tobas andesíticas.

Estas rocas verdes, decimos, muy alteradas también por acciones atmosféricas, forman la base de las montañas de las Bufas de Zacatecas y sirven también de base á una serie muy denudada de capas de conglomerado rojo, y de areniscas en la parte superior, que no es tan poderosa como en Guana-

Rhyolita.—La Bufa de Zacatecas.—Vista del W.

Rhyolita.—La Bufa de Zacatecas.—Vista del Sur.

Tip. y Lit. "La Europea"—22,910

juato, pero que debe tener con aquella el legítimo parentesco que Humboldt[1] estableció valiéndose de las observaciones de Sonneschmidt y de Valencia. El conglomerado rojo con fragmentos de rocas graníticas, verdes, y de pizarra negra, tiene una orientación muy constante E.–W., y muestra, como su congénere el de Guanajuato, accidentes en su echado que indican grandes ondulaciones y rupturas que han facilitado poderosamente la erosión dejando solamente á media altura de los cerros de las Bufas, casi insignificantes porciones adheridas en los flancos con una inclinación de 15° al N., contra la pendiente de la montaña. Este conglomerado mioceno, como veremos después, es la roca que se halla en inmediato contacto con la roca de las Bufas, ó más bien con una masa detrítica rhyolítica que en tosca estratificación casi concordante con la del conglomerado, rodea en gran parte á la rhyolita maciza de las cimas.

Tres son los apófisis principales que pueden recibir en Zacatecas el nombre de Bufas, tres partes más salientes de una cresta orientada, N.W., S E., que forma una especie de cornisa en el borde oriental de la cañada de Zacatecas. De estas masas rocallosas, la del medio es la más alta y á la única que dan el nombre de Bufa (lám. II); está á 220 metros poco más ó menos sobre la iglesia principal de la ciudad de Zacatecas y á 2650 metros sobre el nivel del mar.

Alturas mayores que la de la Bufa se encuentran en la serranía de Zacatecas, y dicha masa rocallosa está fuera del eje principal de este grupo montañoso. Las otras eminencias á un lado y otro de la Bufa son: al N.W. el risco en donde está edificado un templo, la iglesia de la Bufa, y al S.E. el *Crestón Chino*, una decena de metros solamente más bajo que la Bufa del medio. Estas tres partes forman un solo cordón rocalloso de cerca de 1,000 metros de largo, escarpado al W. y de pendiente moderada al E., formado de rhyolitas.

Tan angosta es esta faja rhyolítica comparada con su longitud, que bien pudiera considerarse como un dique, á no encontrar en algunas partes las huellas de una extravasación, sin que ésta haya tenido, por otra parte, la importancia de una corriente en el sentido general de la palabra.

Tan poco marcada es la estructura de escurrimiento en estas rocas, la posición casi vertical y la regularidad de los planos de agrietamiento, y el carácter microscópico en general, que pueden obligar fácilmente á la suposición de que esta roca, llenando una grieta como hemos dicho, ha tenido la fuerza suficiente para llegar á la superficie en estado viscoso, escurrir apenas en partes, y en otras quedarse acumulada arriba de la grieta de salida; pudo acabar de enfriar lentamente y por eso agrietarse con cierta regularidad según planos verticales.

Una débil erupción explosiva engendró la masa de tobas de 40 metros de potencia que yace junto al conglomerado rojo y que suele contener fragmentos de las rocas subyacentes.

1 Humboldt.—Ensayo Político sobre la Nueva España, cap. XI.

Muy pocas diferencias genéticas median entre las Bufas de Zacatecas y el cerro de Chichíndaro en Guanajuato, que ya hemos dicho tiene los caracteres de haber sido un punto de erupción, aunque el hecho no está comprobado. No menos analogías hay con las peñas del Aguila de Real del Monte.

La semejanza de los dos primeros macizos, aun por caracteres petrológicos, no es menos sorprendente y característica, y ello favorece aún más la hipótesis de la forma de erupción. En ambos lugares, las rhyolitas muy esferolíticas yacen en la base de los acantilados, ó para mejor decir, en las partes donde el enfriamiento de la roca debió de ser más lento. Las cimas de la Bufa y de Chichíndaro nos dan rhyolitas más vítreas, casi litoídicas, donde hubo una rápida consolidación final.

Aquellas rhyolitas, de colores rojo, violado y gris, son muy pobres en cristales de primera generación, notándose sólo fragmentos de hornblenda ferrífera desagregada y uno que otro cristal corroido de cuarzo. El magma es finamente feldsítico y no hay huellas de escurrimiento fluidal. El cuarzo secundario abunda á veces en la roca, y se encuentra en gruesas costras en los planos de juntura.

Numerosos apófisis de rhyolitas se encuentran en la sarranía de Zacatecas; casi siempre coronan las cimas de las montañas unas veces en forma de domas ó casquetes de origen análogo á las Bufas, otras veces como restos insignificantes de corrientes que la erosión ha suprimido; y finalmente, como diques. Sucede con frecuencia en aquella región minera que los crestones de las vetas metalíferas tienen la apariencia de simples diques de rhyolitas litoídicas.

Generalmente las litoiditas son blancas ó ligeramente rosadas y suelen pasar á rhyolitas propiamente dichas con algunos cristales de cuarzo y sanidino de primera consolidación. En muy pocos casos se descubre una clara estructura de fluidalidad, aun para aquellas masas de rhyolitas que pudieran haber cubierto á las rocas verdes en la forma de extensas corrientes.

La serranía de Zacatecas presenta topográficamente un enlace directo con la Sierra Madre occidental, sirviéndole de intermediario la Sierra de las Palomas y la Sierra Fría, en donde las erupciones rhyolíticas han desplegado ya una actividad comparable á la de las partes centrales y elevadas de la Sierra Madre. Dejamos, pues, la descripción de esta región para cuando tratemos especialmente de las rhyolitas del W. de México, no menos importante desde el punto de vista geológico y petrográfico.

La Bufa de Real del Monte (cerro del Aguila).

Con el típico nombre de bufa podremos distinguir las peñas rhyolíticas

Rhyolita.—La Bufa del Real del Monte.—Cerro del Aguila.

El Pico de Bernal.

Tip. y Lit. "La Europea"—22,910

del cerro del Aguila[1] en el Real del Monte, no sólo por ofrecer una forma característica saliente en aquella región, sino aún por hallarse en la proximidad de un centro minero, y por venir las rocas cubriendo é interrumpiendo á las rocas andesíticas en las que arman los criaderos minerales. Estos son los caracteres distintivos de lo que los españoles del siglo XVI llamaron bufa.

En nuestro estudio del "Real del Monte," hemos descrito también las tobas rhyolíticas que rodean á las rhyolitas macizas y que pueden compararse á las que yacen sobre las rhyolitas macizas de la serranía de Guanajuato. Las rocas silizosas, las feldsonevaditas del cerro del Aguila, no parecen haberse extendido en la forma de una gran corriente, sino más bien haber llenado una ancha grieta, como en el caso de las otras masas rhyolíticas que tienen la forma de bufas, principalmente la de Zacatecas.

La Bufa de Mascota.

Aunque es nuestro propósito estudiar en un capítulo aparte las condiciones generales bajo las cuales se presentan las rhyolitas en la Sierra Madre occidental mexicana, tenemos que citar aquí otras localidades importantes de rhyolitas, de dicha Sierra Madre, pero cuyas condiciones geológicas son en todo semejantes á las que caracterizan á las bufas, y aun muchas de ellas han recibido este nombre. Por ejemplo, la "Bufa de Mascota," alta montaña coronada de un grueso acantilado rhyolítico, que se levanta á más de 2,500 metros de altura sobre el mar, en las estribaciones occidentales de la importante Sierra de Mascota, que con rumbo N.–S. se alza escarpada desde las cortaduras del río de Ameca por el Norte, y que se prolonga por el Sur hasta juntarse con la Sierra de Cacoma, en frente de la parte más avanzada de las costas del Pacífico en el Estado de Jalisco.

La región montañosa que sirve de soporte á la Bufa de Mascota, situada más ó menos sobre el paralelo 21°.40 de latitud, es una de las más pintorescas del Estado de Jalisco, no sólo por su accidentación, pero aun por la abundante vegetación y por su altura sobre el mar. Es además importante desde el punto de vista mineral. La Bufa se halla situada en frente de la bahía de Banderas y como á 60 kil. del litoral. Las ramificaciones occidentales del macizo descienden rápidamente hacia las costas, permitiendo al observador, situado en la cima del acantilado rocalloso, el contemplar el magnífico panorama extendido á sus pies, hacia las costas del Pacífico. La prolongación meridional de la Bufa no es menos grandiosa cuando se penetra en las anfractuosidades de la Sierra, hacia las regiones mineras del Desmoronado y Bra-

1 Bol. del Inst. Geol. de Méx. "El Real del Monte," núm. 12, 1899.

mador, erizadas de picos graníticos que sobresalen de enmedio de la formación de pizarras cristalinas.

Siempre el carácter de las Bufas es el contraste de las formas, y una misma parece ser la cronología y naturaleza de las rocas subyacentes. Aquí como en las otras regiones con bufas, las rocas andesíticas verdes son la base de los macizos rhyolíticos. En los flancos del Norte de la Bufa de Mascota, las andesitas se extienden casi hasta las márgenes del río mencionado, y arman en ellas las vetas argentíferas que forman el grupo del mineral de los Reyes. Al N.W. de la misma Peña el grupo de vetas de San Sebastián, arman en estas andesitas fuertemente silicificadas para poder recibir el nombre de dacitas; y por último, al pie de la Bufa, existe un antiguo mineral, el Real Alto, con un poderoso filón que arma en dacitas que pasan á rhyolitas y á brechas rhyolíticas como las de la cima de la Bufa. De aquí resulta, pues, que este macizo rhyolítico no depende propiamente de una erupción completamente independiente de las andesitas subyacentes é inmediatas, sino que su naturaleza proviene de la diferenciación de un magma andesítico, y que se ha presentado al exterior en erupciones por grietas.

Es indudable que al fin de las emisiones de estas rocas hubo erupciones de carácter explosivo, con material, que acumulado en las crestas de las montañas, les dan hoy el aspecto de apófisis, á fuerza de un trabajo enérgico de erosión.

El estudio microscópico de las rocas de la región permite seguir fácilmente los cambios de aspecto de las andesitas. Estas, en el Mineral de los Reyes están muy alteradas en la proximidad de las vetas; las rocas allí á veces contienen sílice individualizada de origen secundario por penetración. Las alteraciones, aunque muy intensas, no hacen desaparecer enteramente el carácter microlítico andesítico del magma. A medida que se asciende hacia la Bufa, así como en el Mineral de San Sebastián, cerca de las vetas que se trabajan en las minas de "Quiteria," muestran un aspecto dacítico y aun pasan á brechas rhyolíticas; y en el Real Alto, al pie de la Bufa, dacitas muy cargadas de sílice y brechas rhyolíticas forman la caja de las vetas. Tobas rhyolíticas de color gris rojizo, brechas rhyolíticas conteniendo fragmentos de andesitas, y rhyolitas francas, forman el macizo de la Bufa, sin que pueda observarse una demarcación precisa entre estas rocas y las dacitas y andesitas, que son las rocas dominantes de esta parte de la Sierra de Mascota.

Las Bufas del Estado de Chihuahua.

En un gran número de distritos mineros de la Sierra Madre encontraremos las rhyolitas como en la Bufa de Mascota, sobre todo en el Territorio

de Tepic, y en los Estados de Durango, de Sinaloa y de Chihuahua. De este último Estado mencionaremos principalmente las Bufas del Septentrión, las del Mineral de Morelos, de Urique, las que coronan las cumbres de Jesús María, las de Guadalupe y Calvo, las de Pinos Altos, etc., sin contar los muros colosales rhyolíticos poco desprendidos de las extensas mesas y corrientes de rhyolitas de las que en otra parte nos ocupamos.

Estos ejemplos que acabamos de pasar en revista, son suficientes para demostrar que las rhyolitas ocupan en la serie de rocas neovolcánicas un lugar bien determinado, es decir, que hay una relación bien marcada entre ellas y las rocas que han hecho erupción con inmediata anterioridad y con las cuales están á veces íntimamente ligadas. Siempre son las rocas andesíticas y las dacitas las rocas inferiores, y casi frecuentemente unas y otras se encuentran en inmediato contacto ú ofrecen los intermediarios que resultan de su consanguinidad.

Por lo visto, muy larga é interesante sería nuestra enumeración si pudiésemos dar un cuadro completo de los sitios de México que nos presentan rhyolitas francas, tobas y brechas rhyolíticas que han hecho erupción por grietas, ó que venidas á la superficie en la forma de corrientes, la erosión sólo nos ha dejado girones escarpados, de poca extensión, que cubren á las andesias, á las dacitas; y éstas pasando insensiblemente á rhyolitas. Es curioso que estas rocas, sobre todo cuando tienen la primera forma de erupción, se hallan en la proximidad de regiones metalíferas. Ya dijimos que en Tepic, en Jalisco, Sinaloa y Chihuahua, á cada paso nos encontramos esta asociación que ha venido á ser un hecho verdaderamente característico en el país, en donde los criaderos argentíferos armando en rocas eruptivas andesíticas son tan numerosos.

Si comparamos las condiciones geológicas de estos yacimientos con muchos de los del Oeste de los Estados Unidos del Norte, principalmente de los Estados de Nevada, de Utah y de California, encontramos la más completa similitud, con esta sola diferencia: que en muchas regiones, las rocas andesíticas en las que descansan allá las rhyolitas, están á su vez apoyadas sobre variados sedimentos, frecuentemente paleozoicos que á nosotros nos son casi desconocidos en nuestras regiones mineras.

Warren Tower y Smith,[1] al describir la región minera de Tintic en Utah, citan rhyolitas y andesitas descansando sobre estratos carboníferos y establecen la consanguinidad entre las rhyolitas y las andesitas de esa localidad.

En Silver Cliff y Rosita Hills, las andesitas y rhyolitas vienen apoyadas en granito y gneiss, como se muestra en los mapas de Wh. Cross.[2]

1 Warren Tower y Smith.—Geology and Mining Industry of Tintic District of Utah.—Nineteenth Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1897–98.

2 Wh. Cross—Geology of Silver Cliff and Rosita Hills–Seventeenth, Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1895–96.

En el importante Distrito de Eureka, en territorio de Nevada, Hague[1] describe las rhyolitas y las andesitas yaciendo sobre depósitos carboníferos.

Las rocas sedimentarias en las que apoyan nuestras andesitas en las regiones mineras, no son más antiguas que del mezozoico (Guanajuato, Zacatecas, etc.), y muchas veces las rhyolitas suelen venir en las cimas denudadas de depósitos neocenos, exactamente como en la Sierra Nevada,[2] en algunos distritos mineros auríferos del Idaho, y como en la isla de San Clemente en las costas de California.[3]

Quizá podamos comparar el conglomerado rojo eoceno de los montes Wasacht, en el que descansan las rhyolitas en aquella región de Utah, con el conglomerado rojo y areniscas que vienen debajo de las rhyolitas de Guanajuato y Zacatecas, pues que tienen caracteres semejantes. Sin embargo, nuestros conglomerados son un poco más modernos que los de aquella región americana.

De todo esto se deduce que tan profusamente diseminadas como están las rhyolitas en una inmensa faja de la América del Norte y localmente tan aglomeradas, por decirlo así, en un sinnúmero de puntos de las Sierras mexicanas, hay que suponer, como dice Hague[4] al hablar de la Gran Cuenca, "como una unidad, toda la energía eruptiva que dió á luz este solo tipo de rocas."

Hay que pensar en un gran período rhyolítico terciario en el país, lo mismo que hablamos de una inundación basáltica post-pliocena en la parte meridional de la gran mesa mexicana.

Del estudio sucinto que acabamos de hacer de las Bufas mexicanas y de otras regiones con rhyolitas á las que morfológicamente se les puede aplicar el mismo nombre y la enumeración de regiones de Norte América muy semejantes desde varios puntos de vista también morfológicos, y más que eso genéticos, resultan las dos consecuencias importantes ya iniciadas y sobre las cuales desde hace tiempo se ha llamado la atención; la primera es la del lugar que ocupan las rhyolitas en la sucesión cronológica de las erupciones de rocas volcánicas, establecida más ó menos satisfactoriamente por Richthofen, por King, Iddings, Hague y otros, y que ha dado lugar á brillantes elucubraciones hipotéticas sobre la condición de los magmas internos de donde han emanado las rocas. La segunda es una relación más ó menos directa entre las erupciones de estas rocas rhyolíticas, los fenómenos fumarólicos conexos y la formación de las vetas minerales, relación supuesta por muchas autoridades y á la cual nosotros nos hemos siempre adaptado. Esta correlación, tan natural como á primera vista parece, en las regiones mineras con rocas rhyolíticas, hasta hoy no ha podido ser demostrada de una manera evidente.

---

1 A. Hague—Geology of Eureka District, Nevada. Mono. XX. U. S. Geol. Surv.

2 H. W. Turner—Rocks of the Sierra Nevada—Fourteenth Ann. Rep. U. S. Geol. Surv.

3 Sidney S. Smith—A Geological skecht of San Clemente Island—Eighteenth Ann. Rep. U. S. Geol. Surv. 1896-97.

4 Hague A.—Op. cit.

Una corriente de rhyolita.—La Trinidad.—Tequixquiapam.

Acantilados de rhyolita.—La Trinidad.—Tequixquiapam.

Tip. y Lit. "La Europea"—22,910

III

LAS NAVAJAS.

Tomamos aquí el nombre de "Las Navajas" para toda la región S.E. de Pachuca, en donde abunda una variedad de rhyolitas litoides y las obsidianas. Hacemos uso de tal nombre porque es bien conocido de todos los petrógrafos desde que Humboldt habla en el "Ensayo Político" de los pórfidos de base de perlita y de las obsidianas del *cerro de las Navajas;* rocas que han sido posteriormente descritas con escrupulosidad por Tenne[1] haciendo uso de los mismos ejemplares colectados por aquel viajero, y que se conservan, al decir de Tenne, en el Museo Real de Berlin.

Pocas regiones de México nos presentan un grupo clásico de rocas ácidas donde se pueda percibir tan claramente las transformaciones á que dan lugar la desvitrificación de un magma rhyolítico y los cambios originados por las condiciones de enfriamiento de las rocas; pues desde un tipo litoídico de roca que es el dominante y muy uniforme, hay lugares en donde se pasa por una serie de transiciones al vidrio rhyolítico más perfecto, á una obsidiana desprovista de todo indicio de desvitrificación, como el mismo Tenne observa.

Por el momento no nos ocuparemos más que de dar una idea del aspecto de las montañas que colectivamente designamos como las Navajas, región que ofrece al viajero los más grandes atractivos, no sólo por la sinuosidad de los perfiles, sino aun por la exuberancia de la vegetación desplegada en los rincones de aquella parte de la serranía de Pachuca, levantada en general sobre llanuras secas cubiertas de los productos de recientes aparatos volcánicos que esporádicamente la rodean.[2]

1 C. A. Tenne—Ueber gesteine von cerro de las Navajas, México, Z. d. G. G. 1885, XXXVII, pág. 610-620.

2 La Sierra de Pachuca, sobre la Mesa Central Mexicana, orientada de N.W. á S.E., limita una buena parte de la región N.E. de la cuenca de México. Tiene aproximadamente 43 kil. de longitud y es muy importante desde el punto de vista mineral. Estudios de carácter geológico é industrial han sido publicados en algunos Boletines del Instituto Geológico.

El Mineral de Pachuca—Bol. del Inst. Geol. de Méx., núms. 7, 8 y 9.

El Real del Monte—Bol. del Inst. Geol. de Méx., núms. 11 y 12.

La región rhyolítica de la Sierra de Pachuca comienza, puede decirse, desde las cercanías del Real del Monte, en donde los cerros del Aguila, formados de rhyolitas, limitan el rico Distrito Minero. Desde aquí también el aspecto de las montañas cambia hacia el S.E., cuando los pórfidos metalíferos de Humboldt, las andesitas de piroxena en que arman las vetas, se pierden debajo de las tobas andesíticas que la erosión ha revestido de formas tan grotescas en las Peñas Cargadas, al pie sur del cerro del Aguila y en las peñas del Guajolote, un poco más allá, ó bajo las corrientes de rhyolitas con acantilados de estructura columnar que se extienden en una superficie de varios kil. cuadrados.

La Sierra de Pachuca consta en general de una arista sinuosa y elevada de la que se apartan contrafuertes y ramificaciones más ó menos importantes, pero que suelen llevar eminencias de mayor consideración que las del eje de la Sierra. Al S.E. del Real del Monte, dicho eje lleva entre otras de sus principales cimas, los cerros de los Ingleses, 3,500 metros, y el ya citado cerro de las Navajas, 3,212 metros, del que Humboldt habla con especialidad. De estas cimas elevadas, desnudas en su parte superior, se desprenden hacia el E. aristas transversales separadas por barrancas abruptas y profundas, revestidas de vegetación. Las aristas agudas se terminan las más veces por picos aislados ó domas rocallosos y por mesetas sostenidas por gruesos acantilados que apoyan en taludes de fuerte pendiente que van á morir á los valles donde toma nacimiento el cañón de Regla y la Barranca, que surcan á extensas mesetas basálticas.

De aquellos acantilados enormes y cornisas, que tan bien rompen la monotonía de las formas arredondeadas de las montañas inmediatas, citaremos las principales, que son: las peñas del Jacal (lám. V), á las que Humboldt asigna una altura de 3,124 metros sobre el nivel del mar; la Peña del Aguila, 3,300 metros, y por último, la meseta de Providencia que muestra un largo muro rocalloso de más de 60 metros de altura, levantado casi á pico.

No menos interesante que las formas del terreno son los aspectos de la estructura en masa de las rhyolitas litoides. Las montañas de formas arredondeadas como las Navajas y sus vecinas, ofrecen en sus partes desnudas de las cimas y en las crestas que las unen, una bien desarrollada estructura de escurrimiento producida durante el enfriamiento de la roca. Las bandas de escurrimiento, diferenciadas fácilmente por el distinto grado de compacidad del magma de la roca y por los diversos tonos de su color gris azulado, se encorvan y se contornean de muchos modos, ofreciendo á veces en un largo trnyecto una serie de ondas y sinuosidades desde muy pequeñas hasta de gandes dimensiones. Esto es particularmente visible en la aguda cresta que liga los altos cerros del espinazo de la Sierra con las peñas del Jacal, en donde las superficies de escurrimiento están inclinadas hacia la barranca, que muestra la sección transversal de dichas bandas. Allí donde las corrientes de la lava rhyolítica han caminado sobre una superficie que tiende más á la horizontal, dicha lava afecta en un gran espesor la estructura columnar casi

Peña del Jacal.

Columnas de Rhyolita.—Región de las Navajas.

Tip. y Lit. "La Europea."—23,155

perfecta que se observa en los grandes acantilados mencionados. Las columnas, adheridas las unas á las otras, tienen por lo general una sección que se aproxima más á la de un círculo que á la de un polígono, y de diámetro que varía de algunos decímetros á varios metros. Las bandas de fluidalidad de la roca, transversales á las generatrices, se acusan por superficies de división, ó bien por simples ensanchamientos de los troncos de columnas como partes más resistentes á la erosión y por consiguiente lugares más densos de las corrientes. Columnas aisladas de pocos metros de altura se encuentran á veces, y entonces puede apreciarse esta forma que reproducimos en la figura 2, lámina V.

No todas las corrientes tienen tal estructura columnar, y puede decirse que ésta es clara y completa en las corrientes superiores y en la parte superior de algunas de ellas. No siempre es posible deslindar cada corriente, aunque el espesor total del manto rhyolítico pueda estimarse de 350 á 400 metros.

Por más que exista una grande uniformidad en la roca litoide que domina en toda la región, no podemos pensar en una erupción por grietas como el medio por el cual estas rocas han venido á la superficie, caso único admisible para las rocas andesíticas subyacentes que forman la masa principal de la Sierra de Pachuca, y aun para las feldsonevaditas del cerro del Aguila en la vecindad del Real del Monte, y que son el resultado de la diferenciación del magma andesítico.[1]

Más modernas las rhyolitas de las Navajas que las feldsonevaditas del Real del Monte, aquellas no tienen aparentemente un parentesco magmático con las andesitas. La forma de sus erupciones parece que se adapta más á la de verdaderos volcanes, uno ó varios centros de erupción cuya situación no sería posible hoy identificar. Las graciosas peñas del Jacal y del Aguila, el espinazo de Providencia, etc., puntos prominentes, no son más que fracciones de corrientes que formaban una gran meseta de más de 3,500 metros de altura y que la erosión ha surcado dejando restos aislados.

Abajo de las rhyolitas litoides gris-azuladas que tienen estructura columnar (Jacal), ó bandas sinuosas de escurrimiento (Navajas), de las que tan buen estudio microscópico hizo Tenne, vienen rhyolitas también grises, muy esferolíticas, conteniendo á veces numerosas litofisas.

La regularidad de las corrientes de rhyolitas azuladas se modifica en algunos lugares, esencialmente cuando junto con este tipo de roca se manifiestan otras formas de desvitrificación; y en este caso, tales lugares podrían considerarse como próximos á centros de erupción. Así por ejemplo: en la base de un gran acantilado, no lejos de la peña del Jacal, encontramos las litoiditas gris-azuladas pasando insensiblemente á rhyolitas muy esferolíticas, como las de la base del cerro de las Navajas. En estas rocas, las esferolitas se ahuecan, la roca cambia de color en partes, dejando ver claramente numerosas

1 El Real del Monte—Bol. del Inst. Geol. de Méx., núm. 12, pág. 32, 1899.

litofisas. En los espacios en donde á despecho de la abundante vegetación, hay desnudas grandes superficies de la roca, se observa que en el sitio donde abundan más las litofisas la roca muestra numerosas entalladuras como canales por donde han debido escaparse vapores que han alterado más ó menos profundamente á las rocas. Dichos canales, de unos cuantos milímetros de diámetro hasta de algunos decímetros, dan á veces en su superficie una estructura que podría compararse á la de las litofisas. Otras veces, superficies muy cariadas de las rocas, indican también cavidades irregulares por donde los desprendimientos gaseosos se habrían verificado, disolviendo y arrastrando partes de la roca. Observamos en las paredes de algunas cavidades esféricas, una costra de ópalo hialino; estas cavidades fueron el sitio de grandes esferolitas.

Hemos visto también canales de desprendimientos gaseosos en las litoiditas sin esferolitas y que tienen una superficie aspera y fibrosa como la de la pómez, aunque dura y cuarzosa como la de los esqueletos de esferolitas.

Hay, pues, aquí para nosotros pruebas inequívocas de que el origen de las litofisas de que hablamos es en parte secundario y debido á una disolución de una parte de los silicatos de las esferolitas y del magma por vapores y aguas calientes de *las fumarolas*. También se observa que dichas litofisas son pobres en minerales cristalizados, pues no se encuentran más que cristales de cuarzo y tridymita. Desgraciadamente no hemos podido identificar los sitios de donde tomó Humboldt las muestras de obsidiana en las que descubrió Rose la fayalita y mencionó los otros minerales, pues tales litofisas pueden ser de formación anterior á la completa consolidación de la roca,[1] mientras que en el caso muy especial que nos ocupa, la formación de canales de escape de vapores que interceptan á veces á las grandes esferolitas, suponen ya un estado completo de consolidación de la roca. La formación de las litofisas siguió inmediatamente á la consolidación como lo supone en rocas americanas Wh. Cross.

Mr. T. P. Iddings, al hablar de las litofisas de Obsidian Cliff en el National Park, las supone formadas un poco antes de la consolidación definitiva de la roca, aludiendo pruebas de irrecusable justicia.

En casos en los que las rocas ofrecen alteración ó descomposición química, el mismo autor acepta la idea de que la formación de esferolitas ahuecadas (litofisas) proceden de un ataque por la acción solfatárica ó por aguas termales.[2] Hay en México rhyolitas con litofisas (Cerro Mercado, Durango; Tequixquiápam, etc.), que si presentan los caracteres de haber sido producidas antes de la completa consolidación, exactamente como en Obsidian Cliff, según lo habremos de mostrar en otra parte.

Las rhyolitas con litofisas de las Navajas dan al microscopio una estructura micro-esferolítica en casi todo el magma que las forma.

1 Un estudio más completo de las litofisas se encontrará en la descripción sistemática de las rhyolitas, segunda parte de este libro.

2 T. P. Iddings.—Nature and origin of Lithophysæ. Am. Jour. of Sc. XXXIII, January, 1887, pág. 40.

De gran importancia para el estudio del origen y época de formación de las litofisas es el hecho de que tales esferolitas ahuecadas sólo existen en la región de las Navajas en aquellos lugares en donde por la variedad de los productos volcánicos se presume la proximidad de un centro de erupción, y por lo tanto, la existencia de fumarolas. En las corrientes regulares de rhyolitas grises azuladas que han escurrido con cierta tranquilidad para dar una estructura columnar casi perfecta, jamás hemos encontrado en ellas las litofisas. En el grande acantilado, cerca de la Peña del Jacal, de donde proceden las rocas esferolíticas de que nos ocupamos, se pueden observar cambios que demuestran un estado tumultuoso de erupción, cambios muy bruscos en el aspecto de las rocas. En efecto, de las rhyolitas grises litoídicas se pasa sin transición á grandes tramos de rhyolitas esferolíticas con litofisas y canales de escape de vapores. Nuestros mejores ejemplares de litofisas proceden de la proximidad de estos canales. Entre estas rocas macizas se interponen á veces masas irregulares de tobas delesnables y también blocks enclavados de forma irregular, de una roca muy vítrea, de color pardo y con el lustre de la piedra pez ó de una perlita. Cintitas de litoidita azul alternan con masas de esta roca vítrea.

No muy distante de este lugar que muestra así tan bruscos cambios, encontramos grandes masas de la piedra pez en cuyos intersticios y en las grietas de contracción por enfriamiento se ven costras de azufre muy puro que han pretendido explotar aunque sin éxito. Del mismo modo se observa el azufre en las oquedades y grietas de las rocas cerca de las fumarolas frías en el fondo del cráter del Popocatepetl. Iddings encontró también pequeñas cantidades de azufre en los huecos de las rocas de Obsidian Cliff.[1]

No cabe, pues, duda de que en aquella región hubo una acción fumarólica prolongada; las superficies cariadas de las rocas, las esferolitas ahuecadas, los canales, la descoloración parcial de las rocas, etc., son fenómenos que dependen en gran parte de los desprendimientos de gases y vapores á través de la masa de las rocas. Iddings observa con razón que las esferolitas huecas causan la impresión de haber sido ahuecadas por un "agente corrosivo."

En la región de las Navajas abunda también la obsidiana como hemos dicho, aunque nunca se haya visto allá en grandes masas ó en corrientes. Los lugares en donde de preferencia se encuentra, son: la falda occidental de la Peña del Jacal y en la Barranca llamada del Milagro, cerca del cerro de las Navajas. La obsidiana se presenta en grandes masas arredondeadas empotradas en una especie de toba amarilla más ó menos consistente. Dichas masas de obsidiana se hallan envueltas por una costra formada de capitas concéntricas de un vidrio descolorido y semi-calcinado que pasa á veces hasta al color y la textura de la pómez, en donde se dejan ver impresiones esféricas ó los glóbulos esferolíticos que abundan en la roca. Viniendo la obsidiana solamente en los lugares donde existen la tobas y la calcinación que han

1 Op. cit.

sufrido en la periferia tales fragmentos de vidrio rhyolítico, prueban que han sido lanzados al exterior durante explosiones volcánicas quizá al fin de las erupciones ó de paroxismos, pues tales tobas cubren á las corrientes de rhyolitas gris-azuladas. Las masas de obsidiana pudieron haber llegado á la atmósfera, ya enteramente frías ó más ó menos en estado de viscosidad, como lo indican las formas contorneadas de algunos de los muchos fragmentos que se hallan por doquiera desparramados en aquellas montañas y que recuerdan por su aspecto el de las bombas volcánicas. Por lo tanto, la obsidiana, habiendo venido durante los últimos momentos de la acción volcánica de las Navajas, durante el período explosivo de erupciones, parece representar el residuo del magma que dió origen á las enormes corrientes de lavas rhyolíticas de la región; que tal residuo de magma, venido de partes profundas de un lacolito y subdividido durante las violentas explosiones ocasionadas por la tensión de gases y vapores y lanzados los fragmentos por la chimenea volcánica, han debido enfriarse tan rápidamente que no permitieron la segregación de elementos cristalinos, y sí, en muchos de los fragmentos, una abundancia extraordinaria de vesículas gaseosas en la masa de la roca. Estas burbujas gaseosas son tan abundantes en muchas de las bolas de obsidiana, que en los ejemplares que de ellas tomamos dan en su superficie un lustre especial, sedoso, debido á la reflexión de la luz sobre las innumerables y pequeñísimas burbujas.

La obsidiana de las Navajas tiene el aspecto clásico y el carácter más perfecto del vidrio rhyolítico, con su color en masa verde botella, transluciente en los bordes, textura concoide perfecta, etc. El microscopio hace ver que este vidrio presenta á veces la forma incipiente de cristalización y otras la limpidez absoluta del vidrio. Hay obsidianas con inclusiones triquíticas ó con globulitas; también hay obsidianas grises con numerosas longulitas alineadas fluidalmente y esferolitas y litofisas empotradas en el vidrio.

Independientemente de la región de las Navajas existen en la Sierra de Pachuca otros puntos en donde están las rhyolitas en la forma de corrientes. Citamos desde luego las que se encuentran entre la ciudad de Pachuca y el pueblo de Cerezo,[1] que han escurrido sobre andesitas verdes de piroxena. Las corrientes de lava rhyolítica se reconocen allí fácilmente. Esas corrientes se han ido depositando sucesivamente, de modo que hoy forman una serie escalonada. Estas rhyolitas, esferolíticas en su mayor parte y de color rosado, están cortadas por diques de rhyolitas con caracteres poco diferentes de la rhyolita en corrientes.

En el Mineral del Chico y cerca de los Organos de Actopam, también se presentan las rhyolitas, pero á veces como una modificación de andesitas cuarcíferas ó dacitas, silicificadas posteriormente.

---

1 El Mineral de Pachuca.—Bol. del Inst. Geol. de Méx., núms. 7, 8 y 9.

IV

OTRAS REGIONES RHYOLITICAS

DE LA MESA CENTRAL.

Como en la Sierra Madre occidental, en la Mesa Central existen también áreas muy extensas ocupadas por rocas ácidas pero bajo condiciones diversas de relieve. Bien sea por el grande espesor de los sedimentos post-pliocenos que rellenan á los valles, bien por la mayor importancia en superficie que en espesor, las corrientes de rhyolitas de la Mesa, no forman por sí solas grandes alturas relativas.

Extensiones tan considerables de rhyolitas sólo parecen tener por forma de erupción volcanes ó chimeneas que han permitido la salida á grandes masas de rocas muy fluidas, y por eso muy extendidas en delgadas corrientes sobrepuestas en número variable, pero muy surcadas y subdivididas á causa de la erosión por largo tiempo ejercida. Si en la Mesa Central las rocas basálticas y andesíticas, producto de una energía volcánica extraordinaria, nos ofrecen una cierta localización tal como se observa en su región meridional, dándole por eso un sello característico, ya dijimos que las rhyolitas hasta cierto punto tienen también un campo propio y una región que les es peculiar, aunque no con la misma persistencia que las rocas basálticas. Dichas áreas rhyolíticas más ó menos discontinuas, forman una zona encorvada que se enlaza al Occidente con las rhyolitas de la Sierra Madre, y termina por el Oriente en los contrafuertes de la Sierra Madre oriental, con las obsidianas esporádicamente diseminadas en los Estados de Puebla y Veracruz y que no todas podemos demarcar en nuestro mapa. La zona rhyolítica de la Mesa Central bordea á los grandes valles del Sur de dicha Mesa y se desparraman hasta la parte casi central. Las vemos, por lo tanto, en el Estado de Zacatecas, en el de Querétaro, de Guanajuato y en las sierras inmediatas á San Luis Potosí. La zona de rhyolitas toca por el Sur la región de los volcanes basálticos y andesíticos como en Acámbaro, Maravatío, cerca del Valle de Santiago, Huichapan, Pachuca, etc. Las lavas de estos volcanes han escurrido en muchos puntos sobre campos de rhyolitas y de tobas como en León, en la cañada de Hércules en Querétaro ó en las cercanías de Tequixquiapam.

Esta región de Tequixquiapam es la que hemos escogido para mostrar el aspecto general de las áreas rhyolíticas centrales de México y que tiene el doble interés de ser muy extensa y típica. Además, las rhyolitas de este Distrito contienen englobados en su masa los ópalos más finos mexicanos, que han tenido en estos últimos años buena aceptación en los mercados americanos.

Las rhyolitas de Tequixquiápam se extienden desde las colinas que limitan al E. el valle amplio de San Juan del Río hasta algunos kilómetros al Oriente de la ciudad de Cadereyta, en el propio Estado de Querétaro. El río que pasa cerca de San Juan, labra desde aquí su cauce hacia el Oriente sobre estas rocas, las que abandona cuando comienza á hundirse en las escabrosidades de la Sierra Gorda, al Sureste de Cadereyta, en donde las aguas, cavando su lecho en calizas y pizarras cretáceas plegadas, han producido las profundas cortaduras y cañones que se admiran entre Cadereyta y Zimapán.

Poderosas corrientes de lavas andesíticas casi recientes, acumuladas unas sobre otras cerca de sus centros de erupción, han formado los cerros de Santa Rosa que se levantan al Sur del valle de Tequixquiápam, apoyando sus lavas sobre las rhyolitas. Justamente en esta población desemboca un ancho valle tributario del río de San Juan, valle poco profundo bordeado por colinas en forma de mesetas, de las que á veces sobresalen tetillas, especie de "necks" rhyolíticos. Valles amplios limitados por bajos lomeríos en mesetas, son frecuentes en las áreas rhyolíticas de la Mesa Central. El límite septentrional ó el origen de aquel valle es una cresta que separa las vertientes del río de San Juan de las del río de Tolimán, y que lleva como accidente principal, una de las elegantes cimas de la Mesa Central, el Pico de Bernal, lám. III, hermoso cono traquítico, desnudo, rocalloso y acantilado, casi inaccesible, de 350 metros de altura sobre el valle y que se destaca aislado cuando se observa desde lejos, como desde las llanuras de San Juan ó desde Tequixquiápam.

Las rhyolitas de las colinas de ambos lados del valle se prolongan hasta la llanura del fondo; lo mismo pasa en el terreno poco rugoso de Cadereyta; y en partes estas rocas no son cubiertas sino por una delgada capa de tierra vegetal muy fértil á causa del excelente drenaje que permiten las rocas duras extendidas en tan débil pendiente y los numerosos diques y represas allí ejecutadas para aprovechar las aguas de circulación.

De las colinas llama la atención su débil pendiente y las cornisas acantiladas que sostienen sus mesetas; pronto se adivina que son restos de corrientes, en tanto que los necks ó las tetillas parecen puntos de erupción, y por lo tanto que la denudación es el agente determinante del aspecto general de aquel terreno, comparable por su forma local á los valles grandes, secos y áridos, tributarios del río Bravo del Norte.

El estudio de las corrientes rhyolíticas de Tequixquiapam tiene un gran interés por los cambios de estructura que las rocas presentan en diferentes partes en el sentido del espesor, de tal modo que se puede distinguir cada una de las corrientes sobrepuestas y hacerse cargo de su espesor individualmen-

te, el que no es en general considerable, pues que no pasa de 60 á 70 metros. En las faldas de las colinas, al Occidente de Tequixquiapam, vemos el corte de una corriente formando una cornisa ó acantilado (lám. IV), en donde las rhyolitas tienen una estructura imperfectamente columnar, que es más claramente manifiesta en la figura 2 de la misma lámina, tomada en los flancos de una barranca que desemboca en el valle cerca de la ranchería llamada de la Trinidad, por donde va el camino que conduce á algunas de las minas de ópalo pertenecientes á la hacienda de la Llave. Una sola corriente de rhyolita fraccionada por erosión cubre la cima de estas colinas y descansa sobre otra corriente mucho más extensa y que abarca una vasta superficie del valle de Tequixquiápam. En la base de aquella corriente que reviste la estructura semicolumnar de que hablamos, las rocas, de color gris azulado tienen un aspecto litoide, son compactas por lo tanto y se hallan divididas en lajas delgadas con oquedades alargadas horizontalmente como indicando zonas sucesivas de enfriamiento á la vez que la acción del escurrimiento fluidal. A medida que se asciende hacia la superficie de la corriente, la roca es menos litoide, las bandas de escurrimiento son más claras y las oquedades de la roca distribuídas con más irregularidad, son muy abundantes hasta el grado de hacer á veces esponjosa á la roca y mostrar entonces estas cavidades las particularidades de las litofisas, en las cuales se puede descubrir la estructura esferolítica original de parte de las rocas corroídas por la acción de los gases desprendidos durante *el enfriamiento final de la roca*. Pero es de notar que tales desprendimientos gaseosos no sólo se han verificado en la masa de las esferolitas destruyendo y suprimiendo una parte de su tejido, sino que escapándose los gases á través de la masa de la roca, han seguido de preferencia las zonas de enfriamiento y escurrimiento horizontales. Desgraciadamente este aspecto no es bien visible en nuestra lámina. La menor resistencia á la salida de los gases cerca de la superficie de la corriente, hace aparecer á la roca enteramente acribillada de oquedades exactamente de igual manera que en las lavas basálticas actuales. Las cavidades y las litofisas están cubiertas de un fino tapiz de cuarzo cristalizado, á veces ametista, de tridymita, de sanidino raras veces, y de agujas tenues de un mineral que parece ser hornblenda. Es también dentro de estas cavidades y rendijas en donde se encuentra el ópalo en todas sus variedades, llenando completamente la cavidad ó aislándose dentro de ellas en la forma de esférulos ó de cuerpos elipsoidales que tienen á veces el tamaño de un huevo de paloma.

De las variedades del ópalo encontramos con más abundancia el ópalo rojo (ópalo de fuego), el ópalo amarillo y el blanco lechoso con pocos reflejos. El ópalo fino, de brillantes visos, más vítreo, raras veces se aisla en esférulos y casi siempre llena completamente la cavidad. La forma que reviste el ópalo en las cavidades muestra que su origen es enteramente secundario, es decir, formado después de la consolidación completa de las rocas y proviene de la parte de materia disuelta tomada de las mismas rocas por aguas termales.

Examinando con detenimiento las distintas formas de las cavidades en donde viene el ópalo, encontramos que unas veces son simples grietas paralelas á las bandas de escurrimiento de la lava, viéndose entonces el ópalo diseminado en regueros; otras veces las cavidades esféricas fueron espacios ocupados por esferolitas que han sido más ó menos completamente suprimidas ó disueltas y en la que la superficie de la cavidad se ve unas veces cariada y otras lisa y sin ningún mineral cristalizado; y por último, cavidades también esféricas conservan aún el tejido y tapiz de las litofisas pero enclavadas en la masa del ópalo. Creemos, pues, que el ópalo, como producto secundario, ha sido depositado indudablemente por aguas circulantes calientes que penetrando en todos los intersticios de las rocas, no sólo depositaban la sílice en las oquedades, sino que aun produciendo una descomposición de los feldespatos diseminados en la masa y parte de su magma, depositaban en cambio la sílice que lo impregna y que produce una silicificación muy clara en estas rocas, y á veces una transformación más ó menos avanzada hacia el semi-ópalo.

Desgraciadamente no conocemos ningún trabajo monográfico sobre el ópalo que nos diese más luces sobre su modo de formación y otras particularidades.[1]

El aspecto microscópico de las rocas en las diversas corrientes que se extienden en las cercanías de Tequixquiápam, varía en muy amplios límites aun para partes diversas de cada corriente.

En la base de cada corriente, como dijimos, se encuentran rocas litoides en las que el microscopio revela en el magma no sólo la presencia de la microfeldsita, sino aun numerosas microlitas de oligoclasa, granos microlíticos de un mineral ferromagnésico alterado y puntuaciones de oxídulo de fierro. No debe, pues, esta roca ser considerada como una verdadera rhyolita, sino en tanto que á medida que se asciende á la parte superior de la corriente, cambia poco á poco hasta no tener más que un carácter netamente feldsítico. Ejemplos de estos cambios paulatinos de naturaleza y carácter del magma son frecuentes. Un caso muy parecido al de que hablamos, es el que se cita de la región de Nevada en Pine Nut Cañon, al Sur de Granite Mountain (Geol. Expl. Fortieth Paralel).

En cuanto á las rocas inmediatas á la superficie de dichas corrientes, el magma feldsítico se carga en grados diferentes de esferolitas de cruz negra, á veces hasta no formar sino una estructura enteramente micro-esferolítica. Las numerosas cavidades de la roca se ven tapizadas de cuarzo cristalizado y de ópalo, que presenta al microscopio y á la luz natural un color amarillo claro. No escasea en estas mismas cavidades un tapiz de calcedonia. En las rocas rojizas ó rosadas, en las que viene el ópalo fino, las bandas fluidales

1 La Mineralogía de J. D. Dana menciona un estudio de Behrends, en el que se refutan las teorías que explican los visos del ópalo fino, dadas anteriormente por Brewster. Behrends atribuye los visos á una laminación particular del ópalo que origina cambios en el poder de refracción en la masa del ópalo.

suelen marcarse muy claramente, desviándose en lugares donde se desarrollan las grandes esferolitas, así como cuando tales regueros fluidales de partículas opacas tropiezan con pequeños cristales de sanidino de primera consolidación, que casi siempre existen en estas rocas de la superficie.

Puede decirse que el mismo aspecto y carácter nos presentan todas las corrientes de rhyolitas de la grande área rhyolítica de Tequixquiapam y Cadereyta. Siempre en la cima de las corrientes las rocas abundan en esferolitas y en litofisas, magma feldsítico ó micro-esferolítico, como puede descubrirse en las rocas que cubren todo el fondo del valle entre Tequixquiápam y Bernal y que asoman en algunos lugares dejando ver además en las rhyolitas rosadas, intercalaciones de una roca negra vítrea, análoga á la piedra pez, con numerosas esferolitas fácilmente separables de la roca vítrea en glóbulos aislados de color blanco. Cerca de la hacienda de Tequixquiapam encontramos un lecho de esta roca dividido en bandas ó capas horizontales, dirección según la cual se orientan también los regueros de esferolitas.

De las colinas de poca altura que se levantan enmedio del valle mencionado, citaremos especialmente una que se halla al E. y frente á la hacienda de Santillán, en donde se ven bancos de rhyolitas subdivididos en columnas imperfectas. Estas rhyolitas con abundantes litofisas tienen á veces cavidades irregulares tapizadas de cristales hasta de 0.01 de longitud de cuarzo ametista en las formas comunes. Es curioso este ejemplo porque no es frecuente encontrar la ametista en las rhyolitas.

En el estudio sistemático de las rhyolitas, en la segunda parte de este libro damos una más completa descripción de la clase interesante de rhyolitas conteniendo ópalo fino.

La área que comprenden las rhyolitas de esta región se puede estimar en más de 200 kil. cuadrados. El ópalo fino siempre se encuentra en la superficie de las corrientes de lava rhyolítica y desaparece á unos cuantos metros de profundidad. En la región N.W. de esta área rhyolítica, en la falda de unas colinas, se encuentran las célebres minas de ópalo de la hacienda de Esperanza que han dado ópalos muy finos y de gran tamaño. Actualmente se extraen ópalos de tres ó cuatro lugares diferentes. La demanda de esta piedra preciosa está sujeta á muchas fluctuaciones y es quizá por eso que no se han hecho exploraciones serias ni se ha seguido un plan ordenado de trabajos. Es de esperarse, según hemos comprobado en el terreno, que en mejores condiciones de demanda, se encontrarán nuevos lugares de producción y que seguirá siendo por mucho tiempo la región de Tequixquiapam uno de los principales centros productores del ópalo noble de México.

Las rhyolitas de Tequixquiapam se hallan en contacto al E. con las calizas y pizarras cretáceas en los flancos y primeros estribos de la Sierra Gorda al N.E. de Cadereyta; cubren á las rocas traquíticas, según dijimos, en la base del Pico de Bernal y desaparecen al W. y S. debajo de las numerosas corrientes de lavas andesíticas y tobas de la hacienda de Santa Rosa y de los lomeríos que circundan el valle de San Juan del Río.

La región rhyolítica del Estado de Querétaro de que acabamos de hablar, se ha mostrado como un ejemplo del aspecto que ofrecen de una manera general las rhyolitas en la forma de extensas corrientes que abundan en la faja de la Mesa Central que comprende parte de los Estados de Michoacán, Guanajuato, Aguascalientes, Querétaro, Hidalgo y San Luis Potosí. En todas estas regiones las rhyolitas en grandes corrientes toman la forma de grandes mesetas de baja altura, cuya base se pierde en depósitos cuaternarios lacustres ó debajo gruesas capas de tobas volcánicas á dichas rocas casi siempre asociadas. Las margas y las arcillas pliocénicas no escasean entre estos depósitos posteriores á las erupciones de rhyolitas, ni tampoco las tobas calizas más ó menos arcillosas, producto de una sedimentación en el fondo de aguas termales en relación con erupciones recientes de lavas basálticas y andesíticas.

Tan uniformes parecen en su aspecto topográfico las regiones rhyolíticas á que aludimos y sus relaciones con las otras rocas tan semejantes, que bien puede suponerse que han sido todas el producto de una sola época de erupciones, una sola faz de las manifestaciones terciarias volcánicas.

Casi ligada con la región de Tequixquiapam se encuentra otra porción no menos abundante en rhyolitas, aunque no tan uniformemente extendidas en toda la superficie; ésta se extiende desde la ciudad de Querétaro, en donde gruesas capas de tobas rhyolíticas rosadas, usadas como material de construcción, rodean un pequeño núcleo de rhyolitas macizas; hacia el W. se extienden hasta cerca de Apaseo el Alto, al pie de una sierra coronada por mesetas y acantilados de una roca perlítica, en cuya masa abundan esferolitas rojas en regueros paralelos á los planos de escurrimiento de la roca. Hacia el Norte la zona rhyolítica se extiende sobre San Miguel de Allende en el extremo S.E. de la sierra de Guanajuato, en donde están apoyadas sobre andesitas verdes semejantes á las del centro de dicha sierra. Al partir de esta región hacia el Norte, las rhyolitas presentan una fase algo distinta petrográficamente, porque tales rocas, en lugar de pertenecer al tipo franco de rhyolitas propiamente dichas, que es el dominante en las regiones antes mencionadas, se aproximan con frecuencia más al tipo de las feldsonevaditas. Geológicamente se distinguen también porque raras veces se asocian á rocas eruptivas, casi siempre se hallan en contacto ó coronan á las calizas y pizarras cretáceas y forman apófisis importantes ó corrientes denudadas en las cimas de montañas constituídas por aquellos sedimentos más ó menos fuertemente plegados. Citaremos como ejemplos de este caso las feldsonevaditas y retinitas del Mineral de Pozos, en el Estado de Guanajuato, y las crestas y coronas de la misma roca en los cerros de San Pedro, cerca de la ciudad de San Luis Potosí. En esta región, rhyolitas en poderosas corrientes forman una buena parte de las sierras de Bocas y San Luis, en cuyas tobas abunda el estaño mezclado á la hematita, como sucede en varios puntos de la Sierra Madre occidental. Excelentes rhyolitas de la sierra de Canoas contienen magníficos cristales de topacio.

Otro tipo de corrientes rhyolíticas en bajas mesetas se extiende desde el

borde septentrional del Bajío en la ciudad de León y comprende parte de las mesetas de Lagos y la Encarnación, y cubre parte de las llanuras de Calpulálpam. Las lavas basálticas recientes y tobas cubren buena parte de esta extensa faja de rhyolitas.

Corrientes de rhyolitas vítreas axiolíticas se intercalan en las margas pliocenas de Yahualica y Teocaltiche, y en una corriente de rhyolitas vítreas muy importante ha cavado su lecho el río de Tololotlán, cerca de la ciudad de Guadalajara.

En la parte septentrional de la Mesa Central, las rhyolitas, apoyadas en calizas, se encuentran en pequeñas corrientes destruídas ó llenando angostas grietas; un doma rhyolítico corona el cerro de la Tinaja, al pie N. de la Sierra de Zacatecas, y en las mismas condiciones encontramos las rhyolitas en las montañas de Sierra Mojada, en Mapimí, etc.

Sólo nos resta mencionar otras localidades en la parte meridional de la Mesa Central, en donde existen pequeñas áreas de rhyolitas muy importantes desde el punto de vista petrográfico. Tales son el Xicuco, pequeño cerro cónico á 10 kilómetros al E. de Tula, en la llanura de Tlahuelipa. Allí se ven bancos de retinita con estructura columnar alternar con bancos de brechas y de tobas. En las inmediaciones de Tula, debajo de lavas basálticas y de tobas, aparecen en distintos lugares unas rhyolitas muy compactas de diversos colores con excelente estructura en bandas de fluidalidad, en las que las diversas coloraciones de las bandas dan á las rocas el aspecto del jaspe. Cerca de Maravatío existen pequeñas superficies en donde aparecen reventazones de obsidiana de muy variados tintes; desde la negra y vidriosa como la de las Navajas, hasta roja, amarilla manchada de negro como la de Yellowstone-Park. Por último, reventazones de obsidianas negras con cavidades gaseosas ó con varias formas de cristalitas abundan en las cercanías de la Villa de Libres; en Teziutlán, en el Estado de Puebla, en Zacualtipán en el Estado de Hidalgo, y en varios puntos de Veracruz, ya sobre la Sierra Madre oriental.

V

LAS RHYOLITAS DE LA SIERRA MADRE OCCIDENTAL.

Por grandes que sean los espacios ocupados por las rhyolitas en la Mesa Central como acabamos de ver, pueden considerarse pequeños comparados con las superficies que abarcan estas rocas en el W. de México, en donde hemos dicho ya que tienen una extensión predominante y que en muchos lugares de aquella región los últimos acontecimientos orogénicos están con ellas íntimamente ligados.

Lo que se llama comunmente en México Sierra Madre Occidental no ha tenido una demarcación precisa en lo que respecta á sus límites meridionales, porque ligados los elementos del relieve del W. de México con la parte extraordinariamente rugosa del Sur, sin una solución clara de continuidad, no es posible topográficamente tal individualización. Sin embargo, para el objeto que nos proponemos y siguiendo la costumbre más generalmente aceptada, consideraremos como Sierra Madre Occidental á la continuada serie de montañas comprendida desde las fronteras de los Estados Unidos hasta la cortadura del gran río de las Balsas sobre el Paralelo 17°30. Nuestra Sierra Madre comprende, pues, cerca de catorce grados y medio geográficos y algo más de 1,700 kilómetros de longitud.

Antes de abordar el asunto principal de este capítulo, nos vemos precisados á dar una rápida hojeada sobre el aspecto físico general de tan vasta región montañosa, que abarca por sí sola casi la sexta parte de la superficie total de la República. Y decimos que nos vemos precisados á ocuparnos someramente de sus caracteres generales, porque poco se ha dicho de conjunto sobre ella y resulta por lo tanto una especie de curiosidad para algunos, en tanto que otros deploran la falta de datos de esta parte tan importante del relieve general de la América del Norte. A decir verdad, la Sierra Madre Occidental ha sido por todas partes recorrida, puesto que no presenta ningunas dificultades su trayecto; y no sólo por los antiguos caminos que hacen el servicio postal y comercial de las poblaciones de la Mesa Central con las costas y los puertos del Pacífico, sino también por los lugares incultos, bosco-

sos y poco poblados, á donde han penetrado muchos en busca de las riquezas minerales encerradas en aquellas montañas, lo que ha motivado la implantación de muchos capitales y de brazos.

Desgraciadamente no han sido recogidos todavía y expuestos en una forma general, todos los datos referentes á las exploraciones y estudios que se han hecho de muchos de los distritos mineros de la Sierra, en los que ciertamente se ha descuidado mucho la orografía y la geología de esas regiones; ni se han puesto en relieve las múltiples bellezas naturales de las sierras, ni la multitud de problemas interesantes que debe presentar ese inmenso conjunto de montañas.

No hace aún muchos años, las regiones septentrionales de la Sierra no podían ser recorridas más que por los caminos frecuentados á causa de las numerosas tribus de indios belicosos y rebeldes que allá merodeaban dedicados al pillaje. Se recuerdan, no sin pena, las tristes escenas que con frecuencia tenían lugar en los pueblos de la Sierra ó en los bordes de la Mesa Central, entre los agricultores y mineros pacíficos y las tribus indomables. Más tarde, en la parte meridional de la Sierra Madre, las montañas servían de asilo á numerosas partidas de facciosos y descontentos que allí se ocultaban del Gobierno ocupando posiciones estratégicas naturales durante las guerras de invasión ó en las luchas intestinas que asolaron al país por más de medio siglo. Hoy las cosas han cambiado totalmente; regiones hay que se pueblan prontamente de mineros; en los lugares desiertos viven aún algunos indios, la mayor parte labradores pacíficos y hospitalarios, que conservan en sus costumbres algunos rasgos de su vida primitiva.

Exceptuando la región norte de la Sierra Madre casi sobre la frontera americana, en donde el desmembramiento de las sierras permite un poco el tránsito de toda clase de vehículos, dicha Sierra no tiene pasos naturales que comuniquen fácilmente á la Mesa Central con las costas del Pacífico. Sólo hay dos caminos que pueden llamarse carreteros: el de Guadalajara á San Blas y el de Guadalajara á Manzanillo, rutas que atraviesan las regiones de menor relieve de la Sierra Madre y que se muestran con la más grande sencilléz tectónica aparente, pues que un manto de productos volcánicos recientes cubre una gran superficie. Angostas veredas y caminos de herradura forman una intrincada red por todas partes, y no hay puntos que puedan considerarse inaccesibles.

Mucho se ha hablado de proyectos de caminos de fierro entre la Mesa Central y las costas del Pacífico, pero hasta hoy ninguno ha sido llevado á cabo, habiendo sí, la esperanza de que en pocos años México cuente con dos ó tres buenas vías, como las que en la actualidad se construyen, y que tocarán los puertos de Manzanillo ó San Blas, Mazatlán ó Topolobampo y que atravesarán ricas regiones mineras de Chihuahua, de Durango y Sinaloa y partes montañosas del Estado de Jalisco.

En la frontera del Norte, sobre la línea divisoria con los Estados Unidos, la Sierra Madre no tiene aun su completa individualidad, es decir, que están

algo diseminadas las sierras, separadas por amplios valles y casi puede decirse que esa parte tiende á afectar la forma y caracteres de los desiertos de la parte Sur de Arizona y Nuevo México, y de las sierras que esparcidas con muy diversa dirección, quedan dentro de la cuenca del río Gila. Poco á poco las sierras componentes se aproximan las unas de las otras, separadas solamente por angostos valles ó cañones como los que sirven de cauce á los ríos de Ures, el Yaqui, el Fuerte, etc.; primero con direcciones un poco variables, y después, hácia el Sur, regularizándose más y más la dirección hasta adquirir la orientación N.W.–S.E. que caracteriza á los elementos montañosos constitutivos de la parte meridional de la mencionada Sierra Madre.

Si topográficamente la Sierra Madre Mexicana es un conjunto de sierras ordenadas paralelamente entre sí y ligadas más ó menos á manera de tener en conjunto, individualidad característica, geológicamente es un grupo de sistemas de montañas en la acepción que á estos términos da J. Dana;[1] es decir, á conjuntos de sierras del mismo período y origen; pertenecen á una región común de elevación y son generalmente paralelas y consecutivas.

Aunque el principio de la Sierra Madre por el Norte puede tener algunas semejanzas con la porción meridional del Oeste de los Estados Unidos ó con las sierras de la Gran Cuenca de Nevada, llega un lugar en donde las condiciones topográficas se apartan bastante, acreditando así la individualidad que pretendemos darle á nuestra faja montañosa occidental. Primeramente notamos la grande aglomeración de las sierras en sucesión inmediata, después un modelado muy simple de los macizos integrantes y por último una elevación general absoluta y aun relativa menor. Geológicamente las regiones que nos ocupan son comparables solamente en la semejanza y parentezco de sus productos volcánicos terciarios, pues que en una y otras partes abundan las dioritas y granulitas terciarias, y más que éstas, las andesitas de todas clases, las rhyolitas y lavas más recientes en parecidas cantidades y casi iguales espesores; pero en cuanto á la abundancia y edad de los sedimentos, las cosas son distintas. Grandes tramos de la Sierra Madre no muestran en la superficie más que las mencionadas rocas eruptivas, ó con pequeños girones de calizas y pizarras cretáceas, muy poco del jurásico y del trías y menos aún de formaciones paleozoicas; mientras que en la mayoría de los sistemas montañosos del Oeste de los Estados Unidos, los numerosos afloramientos de rocas sedimentarias de todas las edades han permitido la hábil interpretación de la manera de obrar de las fuerzas puestas en juego para producir las grandes fracturas por donde han visto la luz masas inmensas de rocas ígneas.

A más de la menor elevación absoluta de las cimas culminantes que parece tener por origen una disminución de la energía orogénica durante las épocas de movimientos continentales en la América del Norte, debemos agregar que el trabajo final de la erosión, del que dependen en parte las formas actuales de nuestras sierras, parece también muy inferior, porque el agente principal de

1 J. D. Dana.—Manual of Geology, pág. 389.—1895.

actividad erosiva en el Norte, no se ha presentado acá; es decir, el trabajo verificado durante el largo período glacial. En efecto, esa acción denudadora desgarra y afila las crestas, se forman numerosos picos, se modifica grandemente el curso de las corrientes y la accidentación por este solo trabajo de los hielos es mucho más variada y enérgica. En la Sierra Madre occidental, las formas son por regla general arredondeadas, las cimas regularizadas, las pendientes uniformes, y en general, formas que resultan de una acción erosiva lenta y prolongada. Hay ciertamente barrancas muy profundas, algunos picos aislados y regiones muy circunscritas con formas alpinas, pero esto sólo pasa allí donde las rocas presentan por sí solas condiciones favorables por su modo de depósito á tales formas escarpadas.

Si seguimos una línea que partiendo de la Mesa Central en un lugar determinado cortase normalmente la Sierra Madre occidental hasta las costas del Pacífico, veríamos que unas veces las Sierras componentes, al partir de una línea principal de elevación, forman una serie de aristas á ambos lados, sucesivamente escalonadas, paralelas, más y más bajas á medida que se aproximan á la costa ó á la Mesa; otras veces aristas bajas, verdaderamente lomeríos, se hallan en la base de la arista principal á la que siguen una serie de crestas que decrecen regularmente en altura hacia el mar. En ambos casos pocas aguas correrán hacia la Mesa Central, el camino más fácil será el del principal declive que es el de las costas. Sucede con frecuencia que numerosas y profundas cortaduras interrumpen las sierras y por allí se lanzan las aguas á la costa; en otras la interrupción proviene de un cambio de paralelismo entre los elementos orográficos, lo que coincide á veces con un cambio en la naturaleza geológica. Así se facilita el curso de las aguas de la Mesa Central hacia el Oeste, como por ejemplo una parte del cauce del río de Santiago, del río de Ameca, del de San Pedro y otros.

Pasa aquí lo que en algunas partes del Oeste de los Estados Unidos, que tales cambios bruscos de dirección de las sierras originan importantes fenómenos volcánicos. Estos cambios explicarían la abundancia de aparatos volcánicos en ciertas partes de Tepic y de Jalisco, que mantuvieron por mucho tiempo viva la energía volcánica.

Las alturas principales de la Sierra Madre raras veces alcanzan tres mil metros sobre el mar, la cifra de dos mil doscientos metros puede considerarse como el término medio de la altura de las crestas principales. Por ejemplo, en el Estado de Chihuahua, la Bufa de Cosihuiriáchic tiene 2,415 metros sobre el mar; la Bufa de Jesús María en el Distrito de Rayón, 2,540 metros; y éstas son de las cimas más elevadas de la Sierra Madre en el Norte. Más al Sur, en el Estado de Durango, al Oeste de la ciudad de ese nombre, sobre el camino de Durango á Mazatlán, algunas crestas llegan á 2,600 metros; el cerro de Piloncillos tiene 2,560 metros. En el Estado de Sinaloa las mayores cimas sólo tienen hasta 2,400 metros de altura, y en el Territorio de Tepic, en la región del Nayarit, muy rugosa y escarpada, las cimas tienen hasta 2,300 metros de altura. Se necesita llegar á la región volcánica del Sur de

Tepic y del Estado de Jalisco para encontrar cimas que toquen la región de las nieves perpetuas, como el volcán Nevado de Colima con 4,300 metros próximamente. La Bufa de Mascota, masa rhyolítica, enfrente de una meseta volcánica, solo tiene 2,713 metros sobre el mar.

En lugares que casi pertenecen á la Sierra Madre en el Estado de Michoacán, hay también varios picos volcánicos elevados, como el Pico de Quinceo, cerca del borde de la Mesa Central enfrente del valle de Morelia, con 3,324 metros; el Zirate, 3,340; y el Pico de Tancítaro sobre el valle de Uruápam se aproxima á los 3,800 metros sobre el nivel del mar.

Un cuadro que contuviese todas las principales cimas de la Sierra Madre, mostraría fácilmente que las alturas mayores se agrupan generalmente en la región donde han tenido influencia los fenómenos volcánicos recientes de la Mesa Central, es decir, en sus partes meridionales.

Comparando finalmente la altura media de las crestas de las sierras con la altura media de la Mesa Central, resulta que aquellas no vienen á ser más que los poderosos estribos que sostienen nuestra gran plataforma continental, pues que muchas de las crestas sólo tienen una altura comparable á la de dicha Mesa. En muchos lugares la importancia del relieve aparente de las sierras está en relación con la manera según la cual éstas se ligan á aquella. Las muchas ramificaciones que á veces envían las sierras hacia el Este, las depresiones que entre ellas se originan y los macizos montañosos desparramados en el interior de la Mesa, no permiten á veces distinguir con precisión los límites de la Sierra Madre y de la Mesa Central, lo que hace por lo tanto á veces imposible el considerarlas una y otra independientemente, pues que es preciso decir que la Mesa Central avanza muy irregularmente en las sierras en donde éstas se hallan muy desparramadas como en el Norte; otras veces el principio de la Sierra Madre se anuncia por una elevación muy poco sensible del terreno; colinas limitan el último valle de la Mesa y una serie de altas mesetas ó de cuencas rodeadas de altas montañas indican el paso de la Sierra Madre como sucede frecuentemente en la región volcánica meridional (Tepic, Jalisco, Michoacán). Una tercera forma de limitación es aquella en la que la Mesa Central viene á interrumpirse súbitamente al encuentro del primer macizo de la Sierra Madre, elevado y escarpado como una gran barrera; tal puede verse en la región meridional de Chihuahua, partes de Durango y de Zacatecas. Esto es muy claro en los dos primeros Estados, porque allí casi termina la región desértica del Bolsón de Mapimí, y en el Estado de Zacatecas, porque allí acaban llanuras saladas y aun pantanosas.

En cuanto á la manera según la cual las últimas Sierras caen hacia las costas del Pacífico puede también variar un poco; por regla general los últimos elementos del relieve quedan muy próximos del litoral, de modo que la zona de tierras bajas en frente de las playas es generalmente angosta. En el Norte del Estado de Sonora las cadenas de montañas estando como hemos dicho más separadas, es fácil suponer que valles amplios más y más bajos desciendan hasta la vasta llanura seca y desierta enfrente del Golfo de Ca-

lifornia. Tales llanuras tienen en algunos lugares más de cien kilómetros de ancho y en ellas desaparecen las aguas que descienden de las sierras. Más al Sur, en el Estado de Sinaloa, contrafuertes desprendidos avanzan hasta el mar, ó bien sierras bajas aisladas costeras encajonan valles amplios que van hasta el pie de la Sierra Madre. En el Distrito del Fuerte, colinas costeras dan un litoral bastante desgarrado que forma bahías más ó menos grandes y abrigadas, como en Topolobampo, ensenadas sinuosas y rocallosas como en Mazatlán, etc. Este avance de los elementos de la Sierra Madre hasta el mar, muy marcado también en Tepic y Jalisco, hace muy accidentada la línea del litoral, como se ve también en la Sierra Madre del Sur, dando un contraste muy sensible entre el litoral general del Pacífico, de líneas firmes y sinuosas, y la uniformidad y vaguedad de la línea de la costa del Golfo de México, que no presenta en su mayor longitud puertos naturales que serían tan provechosos á nuestro comercio. No escasean, sin embargo, lugares en donde la Sierra Madre, formada de macizos muy unidos y elevados, reposa directa y bruscamente sobre las llanuras débilmente inclinadas de las costas, presentándose entonces como del lado de la Mesa Central, en la forma de una gran barrera de contornos relativamente poco sinuosos y arredondeados y con sus pendientes cubiertas de exhuberante vegetación. La Sierra de Acaponeta, al Norte de Tepic, parte de la Sierra de Coalcomán, etc., están en este caso.

Las formaciones volcánicas de la región meridional no son sin influencia en las condiciones topográficas del litoral, y esto da lugar á formas un poco diversas. Los conos eruptivos que se encuentran en la región de Tepic, prolongaciones de la región volcánica del Ceboruco, se continúan en las vertientes occidentales de la Sierra Madre. Estos conos eruptivos y sus corrientes de lavas forman allí las últimas unidades de la Sierra en una cadena más ó menos interrumpida de volcanes entre San Blas y el Cabo Corrientes. Las corrientes de lavas se pierden debajo de las aguas del mar.

Considerada independientemente la Sierra Madre y como resulta de lo que acabamos de decir los sistemas de montañas forman un conjunto asimétrico en el que el eje de más grande elevación no se encuentra sino raras veces en el medio, unas veces se carga hacia la costa y otras veces está más cerca de la Mesa Central. Las crestas sucesivas van poco á poco disminuyendo en altura hacia el Oeste; otras veces una elevación que comienza por altas mesetas más ó menos separadas de la Mesa Central van á encontrar al eje que es una alta y alargada meseta.

Bien que las formas generales de las montañas se hallan muy atenuadas por la erosión y arredondeadas, es fácil observar que la asimetría de que acabamos de hablar se manifiesta aun en la desigual pendiente de las sierras, sin que esto ofrezca una regularidad completa. En efecto, de la Mesa Central hacia el Oeste, las pendientes orientales de las sierras son generalmente suaves, las pendientes opuestas fuertes y escarpadas, exceptuando el caso en que los valles comprendidos entre dos sierras hayan sido exclusivamente abiertos por la erosión.

En cuanto á la anchura de la Sierra Madre occidental, es en distintas partes de su curso muy variable, puede considerarse comprendida entre 200 y 400 kilómetros; por ejemplo, un perfil entre las llanuras de Zacatecas y el puerto de San Blas, más ó menos á la altura de 22 grados de latitud Norte, la anchura no es menor de 400 kilómetros mientras que en la región de las altas mesetas al S.W. de Guadalajara, será apenas de 250 kilómetros. En general puede decirse que la anchura media de la Sierra Madre es de 300 kilómetros.

De la particular ordenación de los elementos orográficos componentes de la Sierra, resulta naturalmente la distribución de las corrientes de agua, que tienen, por regla general, un curso paralelo al de las mismas sierras, contenidas como están, dichas aguas en valles longitudinales, hasta el lugar en donde el término de las sierras ó las truncaduras permiten la salida de las aguas hacia el mar cambiando entonces de rumbo y tomando la dirección normal á la línea de costa. Con estos cambios de dirección coincide un cambio en el régimen de dichas aguas. Los ríos en el interior de las sierras tienen un curso torrencial más ó menos acentuado por efecto de las fuertes pendientes y estos ríos y arroyos son alimentados en partes por aguas salvajes. Cuando el rumbo de la corriente acusa su tránsito por la costa, el curso se regulariza, la impetuosidad de las aguas sólo tiene lugar en las épocas de lluvias. En las costas poco accidentadas y bajas, las crecientes anormales pueden determinar en los ríos un curso divagante ya cerca de las playas, fenómeno que no sólo se verifica en las pequeñas corrientes sino aun para ríos de la importancia del de San Pedro y del de Santiago que desaguan en las costas de Tepic. Estos cambios determinan el régimen de los esteros.

Como ejemplo de ríos en que los afluentes principales se ordenan paralelamente á las sierras se podrían citar casi todas las corrientes de importancia en Sonora y Sinaloa, de la cuenca que pudiéramos llamar del Golfo de California: el río de Sonora, el Yaqui, el Mayo, el Fuerte, etc. El mismo caso se aplica al río de San Pedro que desemboca al mar en el territorio de Tepic y que nace en el Estado de Durango.

De todos los ríos que nacen en la Sierra Madre con desagüe hacia el Pacífico es curioso notar que todos tienen un descenso general hacia el Sur, lo que muestra claramente un gran declive continental.

El inverso declive de la Mesa Central hacia el Norte motiva el curso de los pocos ríos interiores que nacen en la propia Sierra Madre, los que caminan hacia el Oriente ó al N.E., hacia las cuencas cerradas interiores de la Mesa, como el río Nazas, ó un curso hacia el Norte, hacia la cuenca del río Bravo, como el Conchos.

No queremos hacer ya más larga la digresión sino para agregar algunas palabras á lo que ya hemos dicho sobre el papel que ha desempeñado la erosión en la morfología de la Sierra Madre. Los comunes agentes de denudación han dejado huellas muy claras en las partes de la Sierra constituídas de depósitos sedimentarios al modificar las formas resultantes de la tectónica. En

las regiones puramente eruptivas, que son las más grandes, las formas primitivas son más difíciles de interpretar pero no es imposible observar, que se conservan algunos trazos de su acumulación original y las huellas de accidentes orogénicos posteriores á su erupción pero que, la mayor diversificación y rugosidad, depende de los agentes exteriores que han destruído en sumo grado la sencillez topográfica y la uniformidad primordial. Climas menos benignos que el actual por un lado y dureza variable de los diversos materiales volcánicos por otro, miden aquí la energía de la erosión. Las aguas corrientes han sido el agente principal, han surcado en barrancas profundas simples desigualdades del suelo, han suprimido blocks enteros de rocas comprendidas entre dos fallas ó entre simples fracturas, separando así y fraccionando enormes corrientes de lavas. La alargada cavidad de una grieta se ha transformado en un cañón con sus bordes á veces al mismo nivel, y con muros acantilados correspondientes.

La desigual dureza de las rocas eruptivas ya por la ordenación y sucesión de distintas clases de material, ya por la heterogeneidad del magma de donde proceden, engendra por erosión formas bastante características. Por ejemplo, las rocas de magma silicificado se desgarran en agujas en las crestas de algunas montañas asemejándose entonces á las de la Mesa Central cuyo tipo son los Organos de Actopan, ó se aislan en domas cónicos semejantes al Peñón de Bernal, ó se coronan de mesas recortadas como la Peña del Jacal, etc. Formas abruptas en rocas antiguas también se encuentran adornando graciosamente el paisaje; por ejemplo, las de los macizos graníticos del Desmoronado en Mascota, que es un pequeño girón de rocas paleozoicas rodeados de rocas eruptivas terciarias y con una vegetación de tal modo variada y abundante, que hacen de esta región una de las más amenas de la Sierra Madre.

Pero la grandeza principal del Oeste de México estriba, no en la variedad de las formas como hemos dicho, sino en la repetición inmediata y sucesiva de términos montañosos semejantes, en la exagerada rugosidad y en el escalonamiento algunas veces muy regular de las crestas de las sierras; en fin, en el intrincado laberinto de aristas y barrancos. Cimas desnudas, mesetas regulares, barrancas tapizadas de abundante hierba, laderas escalonadas lisas y multicoloras ó montes espesos, muchos vírgenes; tal es el espléndido panoroma de la Sierra Madre Occidental.

Dadas estas ideas generales, tiempo es ya de ver con qué abundancia y profusión se encuentran las rhyolitas en esta grande faja montañosa. Si comenzamos una enumeración por los Estados fronterizos, citaremos desde luego á Sonora y Chihuahua, que los dos comprenden partes de la Sierra Madre. Del primero de estos Estados el Sr. José G. Aguilera nos ha dado una sucinta descripción geológica[1] de los Distritos del Norte; Ures, Moctezuma y

1 J. G. Aguilera. Estudio de los fenómenos séismicos del 3 de Mayo de 1887. An. Min., Fom. Vol. X, 1888.

Arizpe, y que puede completarse con la del Sr. F. Buelna[1] para el Distrito de Magdalena. Por estas descripciones vemos que aunque en esa región las rocas eruptivas terciarias abundan, la mayoría sólo son representantes de las andesitas y de los basaltos, las rhyolitas no bien identificadas, son raras y ocupan áreas pequeñas. No así en la región oriental de la Sierra Madre que comprende parte de Chihuahua; numerosas muestras de rhyolitas nos han sido presentadas para su estudio procedentes de los Distritos de Galeana, de Hidalgo, de Guerrero y de Mina y en general de los Distritos occidentales y sabemos que se encuentran tales rocas en grandes superficies. Las rhyolitas vienen siendo ya las dominantes de la parte oriental de la Sierra desde el Sur de dicho Estado de Chihuahua y con esa abundancia continuarán hacia el Sur hasta el Territorio de Tepic, como lo muestra el mapa de la República que hemos formado, en el que van marcadas las principales regiones rhyolíticas de México. En esa carta se ve que las grandes areas rhyolíticas se agrupan generalmente en las regiones orientales de la sierra. En cuanto á la manera como las rhyolitas se presentan, ya vimos que abundan las áreas pequeñas, las masas acantiladas, con estructura frecuentemente columnar y con aspecto de Bufas, yaciendo sobre rocas verdes andesíticas, sobre granitos y dioritas y aun sobre pizarras antiguas que contienen vetas auro-argentíferas. Esta forma de bufa es tan común que habríamos de citar una larga lista ó enumerar todos los distritos mineros desparramados á lo largo de la Sierra en los Estados de Sinaloa, sur de Chihuahua y Durango, de las que sólo ponemos como tipo, las de los minerales de San José de Gracia en Sinaloa; las de Morelos, Batopilas y Parral, en Chihuahua; las de Copalquín, Indé, Topia y Papasquiaro en el Estado de Durango. Pero no es nuestro ánimo entrar en descripciones de regiones rhyolíticas que tanto se asemejan á las de la Mesa Central. De no menos interés geológico son las grandes áreas de rhyolitas que cubren con un manto poderoso la parte más considerable é intrincada de la Sierra Madre, revistiéndola de una grande uniformidad geológica en Durango, Tepic, Jalisco y Zacatecas.

En efecto, cuando se viaja en las partes de la Sierra ocupadas por las rhyolitas se puede observar con cuánta regularidad se ordenan los valles longitudinales anchos ó angostos, profundos y escalonados. Las paredes de cada cañón muestran una serie alternada de bancos de rocas duras en paredes verticales de varias decenas de metros de altura y bancos de rocas blandas en talud más ó menos débil. Esta serie, admirablemente regular y frecuentemente simétrica en los dos lados del cañón presenta inclinaciones muy débiles y á veces aparentemente horizontal. La región que se llama el Nayarit, en Tepic, ofrece en sus sierras y cañones con perfecta regularidad esta disposición. Tal es el cañón de Huajimic, las regiones vecinas de Guayanamota, de Ixcatán, de Acatán, etc., partes del cañón de Bolaños en Jalisco, ó sea la

1 R. F. Buelna. Itinerario Geológico. Bol. del Inst. Geol. de México., núms. IV, V y VI, 1896.

parte de la Sierra Madre entre Zacatecas y Tepic, cuya descripción hemos ya dado en nuestros itinerarios geológicos. Un paisaje así no está desprovisto de grandeza, no sólo por la aridez y fuerte colorido que tienen las rocas de estas regiones poco transitadas, habitadas solamente por unos cuantos indios, sino aun por lo exagerado de la altura de las mesetas comparada con el fondo de los valles, que con frecuencia alcanza de seiscientos á mil metros.

Extensas mesas se encuentran entre Durango y Sinaloa. La Mesa de Juanota en Chihuahua, en medio de la Sierra, se halla ocupada por pequeñas lagunas, la mesa de Guachoechic cerca de Pinos Altos, sirve de base á elegantes picos de rocas macizas. La Sierra de la Parida, en Tepic, tiene por cima una alargada mesa.

Las rhyolitas son las únicas rocas que allí dan tan peculiar disposición, rhyolitas macizas, vítreas ó feldsíticas, raras veces esferolíticas. Los gruesos bancos alternan con tobas blancas y rosadas, poco consistentes, susceptibles de fácil desagregación. En el cauce de los ríos, en el fondo de los cañones vemos á veces las andesitas, muy raras veces las traquitas, sobre las que apoyan las rocas silizosas y en las mesetas de las cimas, delgadas y fluidas corrientes de lavas basálticas alternando con brechas volcánicas que interrumpen bruscamente la regularidad de las mesas. Calizas cretáceas en gruesas capas onduladas sirven de lecho á los mantos de rhyolitas en muchos lugares como en las orillas del río de Santiago y que bordean en parte á la alta meseta de Tepic; y en la Sierra de Alica, frente á Huajimic, dioritas y diabasas se ocultan por las rhyolitas cerca de la cima de la Sierra.

La regularidad y ordenación de los mantos sucesivos de rhyolitas y de sus tobas no dan lugar á duda de que se han depositado como corrientes y de que cada grupo representa el producto de un solo paroxismo. Las primeras corrientes en su movimiento tenderían á regularizar y disminuir la pendiente que le sirvió de lecho y por eso las graderías superiores son más regulares no sólo en la constancia del espesor sino aun en su horizontalidad, como se ve en las cornisas que sostienen las amplias mesetas. No es posible, sin embargo, suponer que tan extensas corrientes, que pueden seguirse en decenas de kilómetros á lo largo de los valles, hayan tenido su origen por simples bocas volcánicas como en las erupciones actuales, sino que es preciso invocar como forma más plausible de emisión, las erupciones por largas grietas abiertas durante un período de dislocación de importancia continental. Solamente así se puede explicar un volumen tan grande de rocas efusivas de una sola composición, estructura semejante y aparecidas en un solo momento de la evolución del continente, pues por distantes y diseminadas que puedan estar las regiones dislocadas por donde han tenido fácil eyección las rocas silisosas, de casi todas se puede suponer que tienen una sola edad, como veremos después.

Si bien esta manera de explicar la salida de masas tan considerables de lava, no ha encontrado todavía una exacta demostración, ha sido tomada desde

hace años como la que mejor satisface al carácter de conjunto de muchas regiones extensas, no sólo de rocas de siliza libre, sino de otras rocas neovolcánicas; así lo han expuesto desde hace muchos años Richthofen y Geikie. Esta forma de erupciones por grietas ha tenido su fundamento seguramente en la dificultad que se tiene de encontrar chimeneas de erupción por donde tales masas de rocas hayan podido engendrarse.

Si la erosión, como hemos dicho, ha tomado un participio activo en el modelado final de la Sierra Madre, parece natural pensar que esta acción ha acentuado en muchas partes la accidentación original y que hay una causa más trascendental de la cual dependen la ordenación y sucesión de las sierras, la existencia de valles longitudinales sucesivos y paralelos, profundos y escarpados.

Al querer tratar tan delicada é importante cuestión no nos ocupamos más que de aquellas partes de la Sierra Madre que sólo muestran rocas eruptivas, porque para la región del Norte y algunos tramos del Sur, en donde las rocas sedimentarias mezozoicas abundan y en donde hay también rocas eruptivas antiguas, el problema es aún más complicado y difícil.

En las regiones de rhyolitas del corazón de la Sierra entre Tepic y Durango próximamente, en donde las corrientes de estas rocas alcanzan centenares de metros de potencia, las rocas eruptivas andesíticas que les sirven de base mostraban, antes de la invasión rhyolítica, un relieve mucho más acentuado, determinado por una activa erosión. La invasión de las rhyolitas, bien que exagerando la altura absoluta de los macizos, produjo una simplificación del modelado; valles amplios fueron cubiertos de mantos sucesivos de lavas que escurrieron con lentitud, y al final de un tan largo período de erupción, aquel país quedó convertido en una serie de amplias y elevadas mesas, de las que sobresalían en algunas partes domas ó apófisis de acumulación de rocas, ó crestas alargadas que cubrieron las grietas de erupción. Las aguas comienzan á abrir verdaderos cañones ó tajos favoreciendo este trabajo la alternancia de rocas duras y de tobas; este es el origen de numerosos valles secundarios muchos de los cuales son paralelos á los grandes valles longitudinales.

En cuanto á muchos de estos últimos las causas parecen haber sido otras y hay que buscar la explicación en otra serie de fenómenos. Nos sorprende con frecuencia la semejanza que tienen algunas partes de la Sierra Madre Occidental con regiones casi puramente eruptivas del Norte de la Gran Cuenca, especialmente con las Stein Mountains en el Sur del Oregón, de las que se encuentra una descripción en el 4th. An. Rep. U. S. Geol. Surv.

Russell [1] observa que un examen de conjunto de aquella región, da forzosamente la impresión de que el país fué en un tiempo una extensa mesa volcánica que ha sido rota y fraccionada por numerosas fallas orientadas N.-S. y que los blocks resultantes se han hundido y caído bajo diferentes ángulos.

1 Y. J. Russell.—A. Geological Reconnaisance in southern Oregon.—Fourth An. Rep. U. S. Geol. Surv., 1882-83.

Aquella porción de la Gran Cuenca está formada exclusivamente de rhyolitas, de tobas rhyolíticas y de basaltos; las líneas de falla tienen varias millas de longitud y las depresiones resultantes de los hundimientos, están ocupadas por aguas más ó menos salinas, con ó sin salida á los valles inmediatos. El resultado de los hundimientos, de importancia muy variable según la situación y proximidad de las fallas, ha sido la de producir lo que llaman "orographic blocks," es decir, partes de mesas diferentemente hundidas y por lo tanto escalonadas, más ó menos inclinadas y comprendidas entre dos fallas, dando lugar su sucesión á producir lo que Powell llama "zonas de desalojamiento diverso." Nosotros creemos, que un fenómeno semejante ha tenido lugar en ciertas partes de la Sierra Madre mexicana, solamente que las líneas de falla, orientadas también de N. á S. ó de N.W. á S.E. no son tan largas y sí son más próximas; los blocks orográficos son de menores dimensiones y el poder torrencial de las aguas, que parece haber sido aquí mayor que en aquella región de la Gran Cuenca, ha tendido con grande energía á modificar la regularidad topográfica y á impedir la acumulación de las aguas, como en el clásico país del Oregón. Pueden encontrarse é identificarse á veces las paredes escarpadas de los planos de las fallas.

En resumen: erupciones de rocas ígneas por grietas; hundimientos á lo largo de grandes líneas de fractura, y erosión; hé aquí los tres factores determinantes de la forma actual de la mayor parte de la Sierra Madre; los dos primeros fenómenos no han sido en general sino el efecto de una causa anterior, la de complicados y enormes plegamientos manifiestos en las rocas sedimentarias de la Sierra.

Una serie tal de fenómenos con esa sucesión es la que supone C. King y otros que ha tenido lugar para toda la Gran Cuenca de Nevada, pues además de la región de Oregón que acabamos de citar hay otros muchos lugares que ofrecen la más grande semejanza morfológica con aquella porción á la vez que con nuestra Sierra Madre, de modo que pueden estrictamente compararse. Citaremos por ejemplo, los montes de Satoya, divididos por cañones, en cuyos escarpes se ven la alternancia de rhyolitas y de tobas, la Pah-Ute Range, y sobre todo esa grande área rhyolítica del paralelo 40, que comprende las sierras de Augusta, Fish-Creek, Shoshone, Toyabe, Cortés, Seetoya, etc., en donde se pueden obtener espesores de conjunto de las numerosas corrientes de rhyolitas y tobas, desde 2,000 hasta 7,000 pies. C. King[1] supone con justicia que masas tan considerables de lavas han debido aparecer á lo largo de grietas abiertas sobre enormes fallas, suposición que nosotros hacemos extensiva á nuestra Sierra Madre Occidental.

1 C. King.—Geol. Explor. of the Fortieth. Paralel.—Vol. 1, pág. 735.

Edad de las Rhyolitas.

Hemos pretendido demostrar en varias partes de este estudio, que por la semejanza en las condiciones de yacimiento de las rhyolitas, por su abundancia en determinadas regiones, etc., que esta extendida familia pertenece á una sola época en la serie de erupciones terciarias de México, y vamos á ver hasta que punto es posible definirla. La serie de erupciones terciarias en el país, se inaugura con rocas de estructura claramente granítica; granitos, granulitas, dioritas y diabasas; las dos últimas, por simples cambios de estructura, dan lugar á andesitas con aspecto de porfiritas andesíticas ó de propylitas, como lo hemos visto en las rocas de Pachuca, de Guanajuato, de San José de Gracia y de otros puntos de la Sierra Madre. Igualmente, Pachuca y Real del Monte, nos muestran hasta la evidencia la transición paulatina de las andesitas á las dacitas y á las rhyolitas (feldsonevaditas), resultando de esto la comprobación de que por causas imperfectamente conocidas, un solo magma interno es capaz de dar origen á tales cambios en las rocas, lo que caracteriza el fenómeno que han llamado "diferenciación." Sea un solo magma como nosotros creemos ó la mezcla de dos ó más magmas como otros pretenden, el hecho de un cambio paulatino en la composición de la masa fluídea, da lugar á pensar en revoluciones internas sometidas á una ley en tiempo y espacio definidos, pues que con muy ligeras diferencias, sin importancia decisiva, se puede decir que en todas partes la ordenación sucesiva de las erupciones, juzgando por la composición y estructura de las rocas, ha sido la misma. Ponemos aquí el ejemplo de la Gran Cuenca de Nevada. Muchas sierras de aquella región ofrecen una sucesión estrictamente comparable con la de México.

Mr. J. E. Spurr[1] publicó hace poco tiempo un estudio sobre "Succesion and relation of lavas in the Great Basin region," en el que resume las observaciones hechas sobre el particular desde los estudios de Richthofen hasta los de estos últimos días. Generalizando los datos así obtenidos, é incluyendo los que suministran localmente un buen número de sierras, Mr. Spurr establece cinco grupos, que por su orden de erupción, son:

1. Acido (tipo rhyolita de biotita).
2. Intermediario silisoso (andesitas).
3. Acido (rhyolitas de composición semejante á las del grupo 1).
4. Intermediario básico (andesitas más básicas y aleutitas).
5. Básico (Basaltos) íntimamente asociado con algunas rhyolitas.

1 Jour. of Geol., Vol. VIII, Núm. 7, 1900.

Con los elementos que poseemos, hemos establecido la sucesión de nuestras erupciones terciarias, de esta manera:

Granitos–Granulitas.
Dioritas–Diabasas.
Andesitas–Dacitas.
Rhyolitas.
Dacitas–Andesitas.
Basaltos–Andesitas basálticas.

De nuestros volcanes actuales, unos son andesíticos basálticos y otros basálticos propiamente dichos.

Como se ve, las dos series son comparables; pero nuestro primer grupo ácido, incluye desde los granitos, como en la serie de Mr. Becker, para el Distrito de Washoe; al segundo grupo de Spurr pertenecen nuestro segundo y tercero, tan íntimamente ligados como están, en la misma región de Comstock, según lo demuestran Iddings y Hague. Por último, en el tercer prupo de Spurr quedan exactamente comprendidas nuestras rhyolitas con la misma edad que ese autor les asigna.

Ha habido, pues, en las erupciones de rocas microlíticas, ciertas recurrencias importantes que se notan principalmente en las andesitas y dacitas.

Si desde luego sólo tomamos en cuenta la sobreposición de las rhyolitas para juzgar de su edad, hé aquí los distintos casos que hemos observado, según consta en las páginas que anteceden.

Las rhyolitas flanquean á depósitos y rocas eruptivas arqueanas y paleozóicas, accidentalmente en algunos lugares de Sonora, de Sinaloa y de la Baja California. Este caso pudiera compararse al que con frecuencia ofrecen las rhyolitas en el W. de las Montañas Rocallosas, como en Medicine Bow; ó como en la Sierra Nevada; de esta última dice King[1] que en el "período de las eyecciones rhyolíticas," una grande serie de corrientes siguieron claramente el eje de una larga línea de elevación.

A despecho de la diferente edad de las rocas subyacentes, supone King con justicia, que hubo en toda la Gran Cuenca un período de eyección rhyolítica, que en otras partes de su notable memoria considera como de edad post-miocena, suponiendo que las más antiguas erupciones de rhyolitas fueron contemporáneas de los primeros lechos pliocenos. Igual edad tienen sin duda las inmensas cantidades de lavas ácidas de México, no sólo las poderosas masas de la Sierra Madre occidental, sino también las colinas y aislados macizos de la Mesa Central, que en muchos respectos pudieran semejarse á las del W. de los montes Wahsacht.

Las rhyolitas descanzan sobrelas andesitas. El Sr. Aguilera,[2] en su Sinopsis

1 C. King.—Geol. Expl. Fortieth Paralel.
2 Aguilera.—Bol. del Inst. Geol. de Méx., Núms. 4, 5 y 6.

de Geología Mexicana, dice que las andesitas verdes han aparecido á fines del Mioceno; después de las erupciones de andesitas de hornblenda, que tienen ó no facies propylítica, siguen las rhyolitas, de donde se deduce que estas rocas han sido, consideradas por él, como inuagurando casi las erupciones pliocénicas. Ya hemos dicho entre otros casos, que corrientes de rhyolitas se intercalan en lechos en las margas y arcillas pliocénicas de Yahualica en Jalisco.

El conglomerado rojo de Guanajuato, que como hemos visto sirve de base á las tobas rhyolíticas y rhyolitas, ha sido considerado como de la base del plioceno y aun quizá mioceno; las tobas rhyolíticas que iniciaron en esa región el período de eyección rhyolítica, se han sedimentado después que esos conglomerados y las areniscas verdes que ocupan la cima de la formación, han sufrido movimientos ondulatorios y dislocaciones que tuvieron lugar largo tiempo después de su depósito. A estos movimientos, que probablemente son la causa, siguieron inmediatamente las erupciones de rhyolitas. Esta misma serie de fenómenos se repitió en Zacatecas y en otros muchos lugares del país.

El período de las erupciones de rhyolitas debió prolongarse en México durante largo tiempo como en los Estados Unidos, al menos como allá, durante el primer tercio del período plioceno, pues sólo así se explican las pequeñas diferencias perceptibles en la edad de estas rocas, como por ejemplo, entre las feldsonevaditas del Real del Monte y las rhyolitas litoides ó esferolíticas, con litofisas de sus vecinas las montañas de las Navajas.

La demostración precisa de un largo período de erupciones rhyolíticas, puede obtenerse, observando que las primeras emisiones de las rocas ácidas, parten del fin de las erupciones de andesitas verdes, por transición, con un intermedio que son las dacitas, según hemos dado ya varios ejemplos; pero en la Sierra Madre, entre las andesitas subyacentes y las rhyolitas, hubo un largo periodo de tranquilidad relativa, durante el cual la erosión ha obrado con grande energía para producir un avanzado desgaste en las rocas andesíticas. Podemos decir para esta parte de México, lo que dice Emmons y otros, de las sierras de Nevada, que: la grande erosión de dichas sierras, tuvo lugar antes del período de eyección de las rhyolitas.

Razones tectónicas demuestran también la edad pliocénica de las rhyolitas mexicanas. Al plegamiento de los sedimentos cretáceos, fuertemente desgastados en algunas regiones, se debe la erupción de las rocas microlíticas, principalmente andesitas, las antecesoras inmediatas de las rhyolitas. Los plegamientos de los depósitos cretáceos han movido también algunos sedimentos terciarios eocenos y miocenos.

Para terminar, sólo nos falta agregar, que no puede precisarse ninguna relación entre la edad relativa de las rhyolitas y ciertos cambios en la estructura de estas rocas, pues que más bien parece no existir ninguna modificación aparente que dependa de la edad dentro del sólo período de eyección que consideramos. Sí es frecuente observar que las raras feldsonevaditas, vienen entre las más antiguas erupciones; y que son rocas que provienen de un enriquecimiento paulatino de sílice, de un magma al principio de naturaleza andesítica.

RÉSUMÉ.

Le Mexique est caractérisé par l'abondance des roches trachytiques ou microlithyques tertiaires qui ont été mises au jour depuis la fin de la période éocène jusqu'à nos jours dans une succession chronologique assez définie par quelques changements de nature dont nous avons déjà saisi les traits particuliers dans les Bulletins 4, 5 et 6 de l'Institut Géologique.

Dans un pays aussi abondant en roches effusives volcaniques que celui-ci, l'étude systématique de ces espèces de roches ne manque pas d'intérêt si elles sont encadrées dans les tableaux des classifications modernes en donnant en même temps des détails de ses conditions géologiques, les formes affectant dans le terrain par leur genre d'éruption et leur rôle économique comme matériaux de construction ou comme partie du sol agricole dont elles sont une source pendant la désagrégation si longtemps pratiquée. Voilà la tâche que nous voulons entreprendre en commençant la série de nos études par les rhyolites, une famille de roches volcaniques bien développée dans le pays quoique la première place, par une plus vaste distribution, soit acordée au grand groupe des andésites.

Nos collections de roches déjà nombreuses de tous les points du pays, et constamment enrichies par des apports de nouvelles localités nous permettent de prendre l'étude, naturellement faite sur un nombre suffisant de préparations microscopiques, où nous découvrons les variations du type de chaque famille, de chaque espèce, et de nous assurer ainsi des modifications apportées par des changements dans la composition des magmas, états divers de refroidissement, altérations de toute sorte etc., en un mot, les conditions introduites par des phénomènes d'ordre chimique et physique opérant en degrés variables d'intensité.

Les rhyolites, dans un sens général ont l'avantage de former un groupe de roches assez bien délimité avec des caractères la plupart accessibles à l'œil nu

en dépit des différents aspects des individus, car la dûreté, la présence du quartz, la texture, la fluidité, la couleur etc., nous frappent au premier abord. Il faut cependant, dans bien des cas, un examen plus approfondi dans les cas où les espéces touchent les limites des autres familles des roches, en raison de la gradation parfaite qui apparaît dans toutes les roches connues, en nous donnant la clef des mutations opérées dans les profondeurs dont les lois restent encore à l'état de problèmes.

Les premiers savants qui firent des voyages au Mexique ont fait des études dans les districts miniers alors florissants où existaient, dans la plupart des cas, des roches volcaniques qu'ils désignèrent sous le nom de porphyres. Leur attention fut frappée néanmoins de ce fait, que dans les régions minières il y en a quelques montagnes de formes escarpées, dans le voisinage des filons, que les explorateurs avaient distinguées avant sous le nom de *Bufas*, formées de roches dures ou quartzeuses un peu différentes de la roche renfermant des filons. Humboldt le premier se posa le problème du rapport entre ces roches qu'il retrouva à Pachuca et à Real del Monte.

Pour lui la roche des filons est un porphyre à base argileuse, tandis que les roches siliceuses appartiennent au porphyre à base de pétrosilex, porphyre à base de pechstein, porphyre qui contient de l'obsidienne en rognons, etc. D'autres fois les altérations, les phénomènes de silicification ont rendu difficile la distinction des roches, de même que l'interprétation de leur vraie origine; comme cela est arrivé à Guanajuato où les roches siliceuses des *Bufas* furent considérées par Burkart et Virlet d'Aoust comme sédimentaires métamorphiques.

Peu à peu la séparation s'impose; le *porphyre trachytique* reste comme un nom appliqué à beaucoup de roches microlithiques (andesites), le porphyre quartzifère à des roches à silice libre, c'est-à-dire, aux *rhyolites* ou *liparites*, ainsi nommées dès que nous avons introduit chez nous l'usage du microscope.

Parmi les termes: quartz-trachyte, liparite, rhyolite, d'un usage courant pour désigner toutes les roches de cette famille, nous avons adopté exclusivement le dernier, le mieux connu au Mexique, et qui a aussi l'avantage de dénoter un caractère de structure qui est fréquent dans la plupart des espèces.

Quelques auteurs entre autres M. Rosenbusch ont formulé une séparation des quartz-trachytes ou rhyolites par la teneur des alcalis ou par la nature des felspaths qui entrent dans sa composition, soit la sanidine, l'albite ou feldspaths plus basiques. Nos documents ne sont pas encore assez détaillés pour suivre de tout près une telle division; il faut nous contenter pour le moment de l'étude des rhyolites qui ont de la sanidine, de même que d'autres feldspaths à titre d'accesoires (l'albite, le labrador l'andésine). La potasse et la soude rentrent dans des proportions semblables, ou bien la teneur en soude est légèrement supérieure à celle de la potasse.

Nous n'avons pas pu comparer nos rhyolites avec les roches de composi-

tion et structure semblables mais d'âge prétertiaires nommées quartz-porphyre à cause de la rareté des formations paléozoïques auxquelles ils seraient en quelque sorte associés. Si ces porphyres existent au Mexique nous n'en connaissons pas d'exemples bien clairs.

Les divisions principales des rhyolites établies à la page 13 de notre travail sont à peu près les mêmes que celles faites par la plupart des auteurs, notamment par Rosenbusch, qui considère d'abord les névadites avec la définition de V. Richthofen; c'est-à-dire des roches avec prédominance des éléments porphyritiques sur le magma d'une seconde consolidation. L'état plus ou moins avancé de cristalisation ou de dévitrification de ce magma donne les subdivisions de felsonévadites et de hialonévadites. Nos représentants de cette division sont rares et encore douteux et c'est par question d'ordre qu'il faut les conserver dans notre classification avec l'espoir d'avoir un jour une rencontre heureuse vu l'abondance des roches siliceuses.

La seconde division est celle des rhyolites proprement dites à magma feldsitique et microfeldsitique avec de la matière amorphe et développement sphérolitique englobant des cristaux de feldspath, de quartz, de biotite et d'hornblende, etc. A cette division nous considérons subordonnées les litoïdites, roches à magma d'aspect uniforme avec rareté de cristaux de première formation.

La troisiéme division est celle des rhyolites vitreuses (vidrios de rhyolita) représentées par la rétinite, l'obsidienne, la ponce, qui ont souvent la structure dite perlitique.

Si développées que soient les rhyolites dans le territoire mexicain il paraît que sa distribution obéit à certaines lois régies par l'âge et la nature de certains mouvements tectoniques. Une idée de cette distribution est donnée par la carte ci-jointe que nous avons préparée en réunissant les documents existants. Cette carte peut avoir quelques défauts de situation pour manque de données plus précises, mais nous croyons au moins qu'elle se rapproche assez de la vraie étendue de ces roches et qu'elle donne aussi une idée de l'importance de ces roches comme composantes du sol mexicain.

Depuis la frontière des Etats-Unis jusqu'au 21ème degré de latitude nous voyons une bande rhyolitique sur la Sierra Madre occidentale composée de parties présentant de grandes coulées, de grands plateaux, de massifs isolés, de dômes, etc. Les rhyolites surmontent les autres roches excepté le cas où elles sont convertes de minces coulées de laves basaltiques. Les longues crêtes et les plateaux sont orientés généralement parallèlement aux grandes vallées longitudinales tels qu'ils résultent des phénomènes de l'érosion autant que du mode d'éruption de ces roches. Les massifs peuvent être considérés dans quelques rares cas comme des points d'éruption de même que les dômes, car ils sont tout-à-fait semblables aux bufas du Plateau Central, placés ça et là près des régions minières. La zône rhyolitique en se recourbant, pénètre au Plateau Central dressée surtout aux bords septentrionaux des régions volcaniques récentes des grandes vallées de l'Anahuac dont les vastes coulées de

laves (andesites augitiques et basaltes) viennent les recouvrir en de nombreuses places. Ici les dômes ou bufas sont nombreux même que les vastes coulées sorties des vrais volcans.

D'après la manière dont ont pris naissance les rhyolites dans ces deux régions mexicaines, la Sierra Madre et le plateau Central, on peut établir une différence qui ne doit pas d'ailleurs être considérée comme une loi générale.

Les rhyolites de la Sierra Madre occidentale ont aparu pour la plupart par de larges crevasses parallèles aux lignes de direction du relief actuel, tandis qu'au plateau central les coulées procèdent des vraies cheminées d'éruption. Il y a certainement quelques bufas qui ne sont que des accumulations de roches au dessus de petites crevasses qui ont parfois une grandeur surpassant à peine d'un grand filon.

Les bufas sont tellement caractéristiques que nous sommes obligés de donner quelques détails à part. En effect; dans beaucoup de régions minières qui ont un grand développement de roches éruptives et que les filons sont en partie encaissonnés dans ces roches, on voit des montagnes aux sommets escarpés constituées de rhyolites ou de tufs rhyolitiques surmontant les roches andésitiques que contiennent les filons. Dans le texte nous donnons quelques exemples typiques des *bufas;* celles de Guanajuato qui forment le bord d'un plateau de tuf rhyolitique appuyé sur un support de grès vert et du conglomérat rouge miocène en couches ondulées de plus de 400 mètres d'épaisseur dessous lequel viennent les roches vertes. Ces tufs entourent aussi un massif de rhyolites sphérolitiques, le Cerro de Chichíndaro à l'extrémité du plateau. Tout porte à croire que la masse énorme des tufs s'est produite vers la fin des éruptions rhyolitiques si nombreuses dans la sierra de Guanajuato et pendant une série continuelle d'explotions qu'eut permis le transport des fragments des roches des parois des cheminées; on trouve le granit, les andésites même que les conglomérats emprisonnés dans les tufs.

La bufa de Zacatecas, constituée d'une rhyolite massive se montre comme une longue crête très régulière couronnant les dépôts restés en lambeaux des grès et conglomérats, comme ceux de Guanajuato, et que recouvre aussi des roches vertes andésitiques altérées et métamorphisées. Ici les rhyolites n'ont pas coulé mais elles sont venues s'accumuler et se refroidir sur la longue crevasse par où elles se sont fait jour.

Des autres exemples des bufas que nous étudions sont peut-être plus instructifs car les roches siliceuses qui les forment, procédent d'un magma de nature andésitique de plus en plus enrichi de silice. Elles témoignent pourtant le phénomène de la *differentiation.* La bufa de Real del Monte (cerro del Aguila) dôme rocheux près de ce District minier, s'est élevé à la fin des éruptions d'andésites, la roche dominante de ce district. Entre les rhyolites et les andésites on trouve toutes les gradations intermédiaires y compris les dacites. Des éruptions explosives ont donné naissance à des masses de tufs sédimentées et silicifiées par d'abondantes sources chaudes qui accompagnèrent les éruptions.

Les mêmes caractéristiques conviennent tout-à-fait à la Bufa de Mascota dans la Sierra Madre occidentale qui est un massif rhyolitique brechiforme au sommet des montagnes constituées de dacites, et d'andésites traversées par de nombreux filons.

Nous ne pouvons pas suivre les détails de tant d'autres bufas parsemées dans les régions minières de la Sierra aux Etats de Chihuahua, de Durango et de Sinaloa, connues de tous sous le même nom qui est pourtant très répandu. A part l'importance accordée aux rhyolites des Bufas comme succédant aux andésites sous quelques conditions, l'intérêt augmente si l'on songe au rapport qui peut exister entre ces roches à abondant silice, aux eaux thermales siliceuses accompagnant leurs éruptions et la formation des riches filons quartzeux du voisinage.

Nous avons choisi quelques autres exemples de régions rhyolitiques du Plateau Central pour montrer des particularités quand ces roches occupent de grandes surfaces. Nous parlons d'abord de "las Navajas" cette partie de la Sierra de Pachuca visitée par Humboldt au commencement du siècle, dont des échantillons emportés par ce savant ont été décrits par Tenne. Cette région, d'une beauté magnifique par l'exubérance de ses forêts, la douceur du climat et les variétés du paysage, est devenue pour nous classique. D'immenses coulées de laves rhyolitiques fort déchirées par l'érosion laissent voir de grands rochers couronnant les sommets, qui apparaissent comme morceaux d'un grand plateau de 3,500 mètres au dessus du niveau de la mer qui formaient les laves avant le morcellement de l'érosion. On trouve partout de belles colonnades des tronçons détachés, de la roche à aspect litoïdique, la seule qui forme les coulées. Dans les barrancas les masses de brêches permettent l'ouverture de cavités ou de grottes; et au fond de quelques ravins assombris par la végétation, on découvre la roche andésitique sur laquelle s'appuie le manteau de rhyolites.

Le Cerro de las Navajas est une des montagnes les plus élevées de la sierra, le sommet nu et rocheux laisse voir une surface ondulée rugueuse d'une lave coulée très fluide. Au pied on trouve de grands rognons et de nombreux fragments d'obsidienne noire avec sphérolites; et plus loin, à la base de la Peña del Aguila, de même qu'à celle du Jacal, des litoïdites mêlées d'obsidienne et de rétinites alternant en minces couches; il y a aussi des rhyolites sphérolitiques, et dernièrement, des lithophises provenant de l'action de vapeurs et d'eaux chaudes sur les roches près des emplacements des fumerolles disparues qui ont déposé aussi un peu de soufre.

L'aire rhyolitique de l'Etat de Querétaro est non moins instructive; au lieu de constituer de hautes montagnes elle nous montre des séries de basses collines séparées par de larges vallées. Les sommets tout applatis sont surmontés parfois par de petits cônes, spèce de *nekcs*, les uns de rhyolites, les autres basaltiques restes de volcans, car ces roches ont dernièrement couvert une partie des coulées rhyolitiques, tel qu'on le voit près de la ville de Querétaro, et à Apaseo, à Leon même, et près de Cadereyta et de Tequixquia-

pam. Ici les rhyolites montrent assez de variétés; à la base des litoïdites provenant de la *différentiation* d'une roche trachytique (la Trinidad) puis des rhyolites de plus en plus chargées de sphérolites creusées ou lithophises remplies, aux sommets des coulées par des rognons ou traînées d'opale laiteux, d'opale de feu et d'opale noble à beaux reflets, fort estimés. Les plus connues de ces opales venaient des carrières de l'Hacienda de Esperanza. Il faut attendre une importante production vu l'étendue des rhyolites opalifères quand on aura des moyens plus perfectionnés pour les recherches et pour l'extraction. Indépendamment de l'opale, on voit dans les parois des lithophises ou des cavités, et pénétrant quelquefois dans la masse même de l'opale, le quartz, la tridymite, très petits cristaux de feldspath et des aiguilles de rutile. Nous avons vu aussi dans de larges cavités des cristaux d'améthyste.

En parlant des autres endroits rhyolitiques du Plateau Central nous avons remarqué les belles obsidiennes noires, orangés et brunes de Maravatío, les rétinites du cône du Xicuco, de nombreuses apophises de rhyolites se rapprochant des feldsonévadites qui surmontant au Nord du pays beaucoup de montagnes calcaires à Pozos, à Cerro de San Pedro (S. L. P.), à Cerro de la Tinaja (Zacatecas), à Sierra Mojada (Coahuila), à Mapimi (Durango), etc. Il y a des rhyolites avec des rognons de cassitérite aux sierras près de San Luis Potosi et des rhyolites avec de magnifiques cristaux de topaze à la Sierra de Canoas dans le même Etat, etc.

Nous consacrons un chapitre spécial à l'étude de la manière de se présenter des rhyolites dans la Sierra Madre occidentale qui est par excellence éruptive, et où ces roches ont le plus grand développement comme on le voit dans notre carte; mais il nous a fallu pour une meilleure intelligence faire précéder l'étude, malheureusement succincte, d'une description de l'orographie, de l'hydrographie, des formes que revètent les montagnes, etc., de l'importance de l'érosion dans le modelé final, dont le résultat cache un peu la techtonique.[1]

Pour nous la Sierra Madre occidentale est un ensemble de systêmes de montagnes accouplés qui se montre avec une certaine individualité depuis la frontière des Etats-Unis, près de la limite du bassin de la rivière Gila jusqu'au 20ème degré de latitude, quoique le nom de Sierra Madre occidentale soit appliqué à la région de montagnes de l'ouest jusqu'au 17ème 30 degré de latitude, sur la coupure de la rivière de las Balsas. Dans cette immense enceinte de montagnes sillonées par d'étroites et profondes barrancas, des canons, ou de vallées longitudinales, de gorges; surmontées, de rochers, de corniches, rarement d'aiguilles, mais caractérisées plutôt par des formes arrondies et par les grands plateaux, nus ou boisés, les rhyolites, étalées en d'im-

1 On trouve quelques détails de caractère géographique dans un article publié dans le "Géographical Journal," London Vol. VI, 1895. O. H. Howarth. "The Western Sierra Madre of Mexico."

menses nappes jusqu'à 1000 mètres d'épaisseur ont dû faire éruption par de longues crevasses onvertes pendant des périodes de mouvements continentaux. Des parties de la Sierra offrent une topographie très simple, véritables plateaux de dizaines de kilomètres d'étendue morcelés et diversifiés après une puissante érosion et souvent par des éffondrements. Nous pouvons observer aujourd'hui dans quelques parties, des failles échelonnées, des moreaux engloutis ou penchés, comme ceux du sud de l'Oregon; enfin, des aspects qui rappellent beaucoup les régions rhyolitiques du Grand Bassin de Nevada. Mais la plus grande simplicité géologique de notre Sierra Madre nous gène un peu pour l'interprétation de l'âge et rapports de nos rhyolites. Les andésites très variées sont leur appui général. On trouve cependant au dessous d'elles les schistes et les calcaires crétacés, les diorites et les granulites terciaires, plus rarement le triasique et des schistes et d'autres roches anciennes. La plupart de ces rhyolites ont apparu depuis la fin du miocène jusqu'au milieu du pliocène comme nous croyons le démontrer dans le chapitre consacré à l'âge des rhyolites.

115°
85°
80°
75°
35°
30°
25°
20°
15°
San Diego
Todos Santos
Yuma
Mobile
Jacksonville
Sta Rosalia
Tampa
Key West
Habana
Tuxpan
Valladolid
Chansantuxreu
Belize
—EXPLICA
1 Las Navajas.
2 El Chico y Pachuca.
3 Cerro Xicuco y Tula.
4 Tequixquiapan, Cadereyta
5 El Oro é Ixtlahuaca.
6 Teziutlán, Villa de Libres
7 Tasco; Sultepec, Huitzuco.
8 S. Miguel de Allende, Bufa
9 Leon y Aguascalientes.
10 S. Luis Potosi, Sierra del Ja
11 La Barranca Guadalajara
12 Bufa del Real Alto.
13 Maravatio
14 Bufa de Zacatecas, Sierra Pr
15 Mezquital del Oro, La Yesca.
16 El Nayarit.
17 Durango
18 Papasquiaro, S. José de Grac
19 Parral, Balleza, Choix.
20 Cosihuiriachic, Jesus Maria.
21 Casas Grandes
22 Sierra Pinta.
CARTA DE MEXICO
CON LA
distribucion aproximada de las Rhyolitas.
1900
Escala; 1:10.000.000

INDICE.

Páginas.

Introducción 3
Notas históricas 7
Subdivisiones principales de la familia de las rhyolitas 11
Caracteres macroscópicos de las rhyolitas 14
Distribución general de las rhyolitas en México 16
Las bufas de Guanajuato 21
La bufa de Zacatecas 26
La bufa de Real del Monte (cerro del Aguila) 28
La bufa de Mascota 29
Las bufas del Estado de Chihuahua 30
Las Navajas 35
Otras regiones rhyolíticas de la Mesa Central 41
Las rhyolitas de la Sierra Madre occidental 51
Edad de las rhyolitas 65
Résumé 69

L'Institut Géologique du Mexique recevra avec grand intérêt les publications concernant la Géologie, la Géographie physique et l'Histoire Naturelle en général, en échange de son BULLETIN *qui se publie par cahiers in 4° avec gravures et planches. Le numéro 1 de ce recueil a paru avec le titre de "Boletín de la Comisión Geológica de México."*

Adresse:

Instituto Geológico de México.
Calle del Paseo Nuevo, núm. 2.

MEXICO, D. F.
MEXIQUE.

Amérique du Nord.

L'Institut Géologique a installé ses départements d'une manière provisoire dans la *Calle del Paseo Nuevo núm. 2;* on est prié de vouloir bien prendre note de sa nouvelle adresse, et aussi de son indépendance absolue de l'Ecole des Ingénieurs dont il a reçu autrefois une gracieuse hospitalité.

On est prié instamment d'accuser réception. Dans le cas où cette formalité aurait été négligée, on serait considéré comme ne désirant plus continuer à recevoir les publications de l'Institut Géologique du Mexique.

SECRETARIA DE FOMENTO, COLONIZACION É INDUSTRIA.

BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO

NUM. 15.

LAS RHYOLITAS DE MEXICO

SEGUNDA PARTE

MEXICO

OFICINA TIP. DE LA SECRETARIA DE FOMENTO

Calle de San Andrés número 15.

1901

L'Institut Géologique du Mexique recevra avec grand intérêt les publications concernant la Géologie, la Géographie physique et l'Histoire Naturelle en général, en échange de son BULLETIN *qui se publie par cahiers in 4° avec gravures et planches. Le numéro 1 de ce recueil a paru avec le titre de "Boletín de la Comisión Geológica de México."*

Adresse:

Instituto Geológico de México.
Calle del Paseo Nuevo, núm. 2.

MEXICO, D. F.
MEXIQUE.

Amérique du Nord.

L'Institut Géologique a installé ses départements d'une manière provisoire dans la *Calle del Paseo Nuevo núm. 2;* on est prié de vouloir bien prendre note de sa nouvelle adresse, et aussi de son indépendance absolue de l'Ecole des Ingénieurs dont il a reçu autrefois une gracieuse hospitalité.

On est prié instamment d'accuser réception. Dans le cas où cette formalité aurait été négligée, on serait considéré comme ne désirant plus continuer à recevoir les publications de l'Institut Géologique du Mexique.

SECRETARIA DE FOMENTO, COLONIZACION É INDUSTRIA.

BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO

NUM. 15.

LAS RHYOLITAS DE MEXICO

SEGUNDA PARTE

MEXICO

OFICINA TIP. DE LA SECRETARIA DE FOMENTO

Calle de San Andrés número 15.

1901

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

Núm. 1.—Fauna Fósil de la Sierra de Catorce, por A. del Castillo y J. G. Aguilera.—1895—56 pp., 24 lám.

Núm. 2.—Las Rocas Eruptivas del S.O. de la Cuenca de México, por E. Ordóñez.—1895—46 pp., 1 lám.

Núm. 3.—La Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán, por C. Sapper.—1896—58 pp., 6 lám.

Núms. 4, 5 y 6.—Bosquejo Geológico de México.—1897—272 pp. 5 lám.

Núms. 7, 8 y 9.—El Mineral de Pachuca.—1897—184 pp., 14 lám.

Núm. 10.—Bibliografía Geológica y Minera de la República Mexicana por R. Aguilar y Santillán.—1898.—158 pp.

Núm. 11.—Catálogos sistemático y geográfico de las especies mineralógicas de la República Mexicana, por José G. Aguilera.—1898.—158 pp.

Núm. 12.—El Real del Monte, por E. Ordóñez y M. Rangel.—1899.—108 pp., 26 lám.

Núm. 13.—Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México, por Emilio Böse. —1899.—54 pp. 3 lám.

Núm. 14.—Las Rhyolitas de México (Primera parte), por E. Ordóñez. —1900.—78 pp. 6 lám.

Núm. 15.—Las Rhyolitas de México (Segunda parte), por E. Ordoñez. —1901.—78 pp. 6 lám.

EN PREPARACION:

Núm. 16.—El carbón de piedra en México.

Carta Geológica detallada de la República Mexicana.

ESCALA DE 1:100,000.

HOJA N. 1: ZUMPANGO.—HOJA N. 2: PUEBLA.—HOJA N. 3: MEXICO. HOJA N. 4: APAM. HOJA N. 5: ORIZABA.—HOJA N. 6: TEHUACAN.

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO.

DIRECTOR, JOSÉ G. AGUILERA.

LAS RHYOLITAS DE MÉXICO

SEGUNDA PARTE

DESCRIPCIÓN SISTEMÁTICA DE LAS RHYOLITAS

POR

EZEQUIEL ORDÓÑEZ

NÚMERO 15.

MEXICO

OFICINA TIP. DE LA SECRETARÍA DE FOMENTO

Calle de San Andrés, núm 15. (Avenida Oriente, 51

1901

INTRODUCCIÓN.

Con los numerosos trabajos descriptivos que sobre el grupo de rocas volcánicas silizosas se han venido publicando desde hace más de cuarenta años, se han dado ya á conocer, con acopio de numerosos ejemplares de regiones rhyolíticas típicas del mundo, casi todas las variedades de aspecto y estructura de este complexo grupo de rocas; de tal modo que, exhaustos casi, por decirlo así, los trabajos de orden descriptivo, queda solamente abierto el campo para especulaciones de orden más elevado, tales como el estudio de las causas que, obrando en determinados momentos en el magma de donde proceden estas rocas, pueden producir tal ó cual modificación del tipo de estructura; el estudio del desarrollo cristalino más ó menos avanzado intratelúrico; la distribución en la masa de cristales y partículas que á título de impurezas allí se encuentran; las influencias muy marcadas que en estas rocas determinan los gases y vapores acompañantes de las erupciones antes y después del paso de estas lavas al estado sólido; y por último, las acciones posteriores á su enfriamiento y largo tiempo después de su erupción, por fuerzas que le son totalmente independientes.

Pero casi agotada como está la novedad en los estudios de índole meramente descriptiva de las rhyolitas, creemos que un trabajo más de esta especie no carece de interés, máxime cuando la descripción se hace sobre individuos que proceden de un espacio muy considerable de México, como ya se ha dicho y descrito á grandes rasgos en la Primera Parte y como lo enseña nuestra carta de distribución, á la que nos referiremos constantemente en el curso de esta segunda Memoria.

Para evitar repeticiones que juzgamos inútiles si emprendiésemos la descripción microscópica de las rocas por regiones, nos parece más conveniente agrupar y estudiar conjuntamente todas aquellas variedades que presentan caracteres iguales ó semejantes cualquiera que sea su procedencia, aunque este medio tenga la desventaja de no dar idea clara de las distintas variedades que existen en cada área rhyolítica independiente, ni de cómo se pasa de

una á otra variante por insensible gradación, como es el caso general. La dificultad se subsana hasta donde es posible, adaptando nuestra descripción á la secuela de los cambios que naturalmente se producen.

Es la estructura del magma de última consolidación el punto capital de nuestra descripción sistemática de las rhyolitas, porque es lo que muestra las diferencias más características y por estar en cantidad, por regla general, predominante. Sobre una composición química ya definida, los elementos primarios son menos importantes porque tienen las más veces caracteres comunes, y ya hemos visto que sólo por la cantidad pueden tomarse como base de una división.

Muy pocas líneas consagramos al grupo de las nevaditas que no tienen en México claros representantes. En la descripción de las rhyolitas propiamente dichas, comenzamos por aquellas que tienen un magma que se aproxima á un desarrollo holocristalino, para seguir con aquellas de magma que decrece en cristalinidad pero siempre mostrando individualidad las partes polarizantes que lo forman y que llegan por insensible gradación hasta el magma criptocristalino, en donde tal deslimitación desaparece y en donde toma nacimiento, con más frecuencia, la característica estructura esferolítica, fecunda en estados progresivos y que mide las fuerzas de la cristalización.

Se señalan por vía de complemento, las particularidades de algunos fenocristales y los minerales accesorios que suelen contener estas rocas.

La última parte de la descripción se consagra á los vidrios de rhyolitas, es decir, á las retinitas y á las obsidianas, y á los productos detríticos de las erupciones, las brechas y las tobas.

Las alteraciones secundarias de las rhyolitas, tales como la kaolinización, la silicificación, etc., son muy interesantes en las regiones rhyolíticas vecinas de los criaderos minerales, por lo que les dedicamos especialmente algunas líneas.

Los números entre paréntesis incluídos en el texto, sirven para encontrar en la carta que va al fin de la Primera Parte (Boletín núm. 14) la localidad aproximada de donde procede el ejemplar de la roca que se describe. La pequeñez de esa carta nos impide marcar exactamente cada lugar. Entiéndase bien que los números sólo indican regiones muy extensas rhyolíticas sin precisar un sitio determinado.

NEVADITAS.

En las páginas 11 y siguientes de la primera parte de este libro, hemos mencionado las divisiones principales de las rhyolitas y hemos colocado en primer término á las nevaditas con las variedades definidas por Rosenbusch (felsonevaditas y hialonevaditas). Hemos dicho también que estos tipos no tienen en el país claros representantes, y que al conservar dichos nombres en nuestras subdivisiones, es simplemente por cuestión de método y con la esperanza de poseer más tarde buenos ejemplares, pues estamos lejos de haber recorrido en toda su extensión la inmensa área rhyolítica de México.

Aunque suficiente como es la descripción de Wh. Cross[1] de la hermosa nevadita de Chalk Mt. ó la de la roca dacítica de Lassen Pick, llamada primeramente nevadita, hemos preferido para comparación, el estudio directo sobre ejemplares de esas localidades, los que hemos obtenido por bondadosa donación del Museo Nacional de Washington. Es verdad que en apariencia exterior, principalmente la roca de Lassen Pick, son muchas las semejanzas con algunas de nuestras rocas, pero el microscopio revela siempre la predominancia de un magma de segunda consolidación; ó las proporciones son tan iguales entre éste y los cristales primarios, que es difícil muchas veces la precisa correlación. Esto nos pasa frecuentemente con muchas rhyolitas de la Mesa Central, de escaso magma, incompletamente cristalino, y que de referirse esas rocas á la primera división, se podrían titular felsonevaditas. Tales serían, por ejemplo, ciertas rocas de las montañas inmediatas á San Luis Potosí (10), de colores gris y pardo claro, usadas ahora como material de construcción; una roca pardo clara con grandes y pequeños cristales de cuarzo, y de sanidino de lustre satinado, de cerca de Jerécuaro (8), en el Estado de Guanajuato; la rhyolita rosada con muchos cristales de cuarzo ahumado de la Sierra del Carmen, en el Oro (17) (Durango). Aquí también cabrían, una rhyolita muy porfiroide, que en pequeñas áreas se encuentra en el cerro de Mercado (ciudad de Durango) que, aunque muy obscura de color, muestra

1 Wh. Cross.—Petrography of the Leadville region. Monog. XII. U. S. Geol. Survey 1886.

numerosos sanidinos con reflejo azul; y por último, algunas rhyolitas del cerro del Aguila en el Real del Monte (2), que ya recibieron el nombre de felsonevaditas en nuestro Boletín núm. 12, aunque abundan allá las rhyolitas propiamente dichas y las dacitas.

También pudieran ser felsonevaditas algunas rocas del cerro Grande, en el mineral de Pozos (8), Estado de Guanajuato, en donde podemos ver asimismo rocas muy cargadas de cuarzo y sanidino en un magma vitreo escaso, por lo tanto parecidas á las hialonevaditas.

En la Sierra Madre occidental tenemos algunas felsonevaditas como las de la Sierra de la Parida, entre el Estado de Zacatecas y el Territorio de Tepic. Son de color rosa claro, y más cargadas de cuarzo que de sanidino. Muy interesante nos parece una hialonevadita blanca muy cargada de cristales blancos de feldespato y de cristales prismáticos de hornblenda, procedente de Metatitos, Tohayana (20), Morelos (Distrito de Mina, Chihuahua), notable porque el escaso magma vitreo perlítico que no es común, tenga en apariencia un color tan claro, muestra además, en las láminas delgadas una curiosa textura escamosa. Los feldespatos hasta de un centímetro de longitud, son principalmente de sanidino, de aspecto muy vitreo; hay también algunos cristales de plagioclasa probablemente de andesina en repetidos macles de la albita y de Carlsbad combinados. La hornblenda en grandes cristales es muy fresca y muy pleocroica, así como la biotita que accidentalmente se encuentra.

Entre la gran variedad de rocas eruptivas; granitos, dioritas, andesitas y rhyolitas, en los tajos profundos del río de Santiago, en su trayecto por el Territorio de Tepic, especialmente en la jurisdicción de Ahuacatlán, suelen hallarse unas rocas de aspecto dudoso, grises ó azuladas, con muchos cristales blancos de feldespato ortoclasa sin el lustre vítreo del sanidino, y grandes playas de cuarzo, en un magma holocristalino, propiamente microgranítico, compuesto de cuarzo y feldespato. Es difícil relacionar esta roca con algunos de los tipos allí bien definidos, el granito ó las rhyolitas, pero las colocamos provisionalmente al lado de las rhyolitas porque en varias partes aquellas rocas contienen como las rhyolitas, grandes esferolitas, de cuya descripción nos ocuparemos más adelante.

Si es indudable que en aquella región existe una variedad de rhyolitas holocristalinas, la abundancia de cristales primarios en algunas de ellas, como ya dijimos, casi nos obliga, aunque con reserva, á considerarlas como nevaditas.

Ponemos en seguida los números que dan las cantidades de SiO^2, Na^2O y K^2O de las llamadas felsonevaditas; el núm. I de la del cerro del Aguila, el núm. II de la de la Sierra de la Parida.[1]

	I	II
SiO^2	70.74	72.20
K^2O	2.24	4.40
Na^2O	3.50	3.18

1 Laboratorio de química del Instituto Geológico. J. de D. Villarello.

Rhyolitas propiamente dichas.

Rhyolitas holocristalinas.

Las rhyolitas que tienen un magma parecido al de las nevaditas, por el desarrollo cristalino, son bastante raras en México, como son también raras en regiones extranjeras de rhyolitas. El caso quizá más importante que podemos señalar es el de las rocas procedentes de las colinas inmediatas á la Sierra de los Reyes, unos cuantos kilómetros al Sur de la ciudad de Jiménez, cabecera del Distrito del mismo nombre, del Estado de Chihuahua (19). Tales rocas, de color gris amarillento y rojizo, compactas, se abren paso al través de calizas cretáceas y se hallan próximas á los macizos de granulitas porfiroides de feldespato rosado terciarias, en contacto también con las calizas mencionadas.

Las rhyolitas á que nos referimos, microscópicamente se distinguen por un magma compuesto de una asociación alotrimorfa de feldespato, probablemente sanidino, y de cuarzo. El feldespato, aunque en secciones de forma irregular, algunas muestran la sinuosa línea de unión y el diferente alumbramiento de los dos individuos del macle de Carlsbad. Las secciones no se muestran enteramente límpidas, pues contienen numerosas partículas opacas que se confunden con los poros de gas y cavidades pequeñas, las que igualmente tiene en abundancia el cuarzo.

El cuarzo viene también como mineral primario en esta roca, en secciones arredondeadas, con innumerables poros con cavidades de corrosión y algunas inclusiones vitreas de forma rectangular con burbuja de gas en su interior. Los cristales primarios de sanidino son muy raros.

El estado holocristalino del magma no es homogéneo; en unas partes las secciones componentes son más grandes que en otras y disminuyen en tamaño de tal modo que se reducen á muy finas partículas alumbradas formando un tapiz microcristalino, en partes con un residuo mínimo de materia amorfa que cubre solamente muy pequeños intersticios. Algunas lagunas están llenadas con cuarzo de cristalización idiomorfa, sin que pueda asegurarse que

sea de origen secundario. La mica no se encuentra en las preparaciones, ni el fierro negro, y no hemos podido descubrir ningún mineral accesorio. Tiene parecido esta roca con la de Pinto Peak, del Distrito de Eureka, descrita por Iddings,[1] tanto por la rareza de minerales accesorios, como por el estado cristalino del magma y la existencia de numerosos poros de gas en el feldespato visibles en las láminas á la luz natural.

Zirkel,[2] en su monografía de las rocas del paralelo 40 menciona también varias rhyolitas de magma cristalino granular, principalmente la de Astor Pass, en la proximidad de Pyramid Lake; la del extremo Norte de las montañas de Kamma; la de Wa-we-ah y la de White Rock, Cedar Mountains.

En otras rhyolitas de esta clase, el desarrollo cristalino es aún más desigual. Láminas de cuarzo y feldespato en asociación alotrimorfa se aislan en un fino tapiz de magma microcristalino.

Tal es el caso para algunas rhyolitas procedentes del Distrito minero del Zopilote (15), en el Territorio de Tepic. Estas rocas de color pardo rojizo y compactas, traen á veces enclavados numerosos fragmentos de las rocas andesíticas sobre las que han escurrido ó que han atravesado en la forma de diques. Es indudable, á juzgar por ciertas alteraciones, que el desarrollo microcristalino del magma, depende de acciones dinámicas importantes, que determinaron en esta región, la formación de la red de fracturas posteriormente mineralizadas.

En el magma esencialmente microcristalino de la roca del Zopilote, algo se nota el escurrimiento fluidal, por la ordenación en regueros, de numerosas partículas ó granulaciones opacas y de óxidos de fierro; estas últimas en cantidad bastante para dar á la roca el tinte parduzco dominante. De las partes alumbradas del magma con contornos claros, unas son de cuarzo, otras son de feldespato y no hay otra segregación á más de éstas, que granulaciones y agujas rojizas ó negras que proceden de la desintegración de un mineral primario reabsorbido, que mal conservadas secciones dan los contornos de la hornblenda. Los fenocristales están también alterados y son de una plagioclasa en macles sucesivos. Cerca de los contornos de cada cristal existen partes más cristalinas que el magma, pero semejantes á él por la separación de playitas de cuarzo y feldespato. Igual alteración se observa á veces en el interior de los cristales pero dejando intersticios que están llenos de calcita y de sericita ó partes no descompuestas del feldespato original. Es probable que las secciones sin macle sean de sanidino. La tansformación de los cristales tiende á veces á dar partes desarrolladas granofíricamente, es decir, agrupaciones de playitas simultáneamente alumbradas ó extinguidas.

Rosenbusch[3] aduce pruebas, tales como la silicificación, la ordenación fluidal de las partículas del magma y los restos de materia amorfa que tienen

1 Microscopical Petrography of the eruptive rocks of the Eureka Dist. Nevada. J. P. Iddings, Monog. XX, 1892. U. S. Geol. Survey.

2 Geol. Exp. of the Fortieth Parallel.—Vol. VI, 1876.

3 Rosenbusch.—Mikroscopische Physiographie der Massigen Gesteine. Stuttgart, 1896.

las rhyolitas holocristalinas, que tienden á demostrar que este desarrollo cristalino y aun microcristalino de algunas de ellas, procede de acciones secundarias, entre otras, de fuerzas orogénicas obrando sobre rocas de magma vítreo ó microlítico. Esta aserción puede ser para nosotros en algunos casos verdadera, porque algunas rocas consideradas aquí como holocristalinas procedentes de regiones mineras, excluyen de sus magmas la segregación esferolítica, la que se produce con más ó menos frecuencia en el acto de la desvitrificación de un magma vítreo ó en partes microlítico, durante la segunda consolidación.

Muy parecida en lo tocante al aspecto y carácter del magma de la rhyolita antes mencionada, se encuentra una roca gris rosada en las canteras de rhyolitas esferolíticas de Cerezo, cerca de Pachuca (2), con sólo la diferencia que entre las partículas sin ningún indicio de ordenación fluidal, las partículas ferruginosas no existen, habiendo en cambio finísimas y muy numerosas secciones, algunas exagonales, de una biotita de color amarillo verdoso á la luz natural, y que dan amarillo á parduzco á la luz polarizada.

Entre los fenocristales, que no son muy abundantes, domina el cuarzo desprovisto de inclusiones; en menor cantidad el sanidino en pequeños cristales con algunos regueros de poros gaseosos; la biotita en láminas de color exactamente igual á la del magma, y raros cristales corroidos de andesina.

Es de notarse en las rocas anteriormente descritas, la ausencia completa de minerales accesorios, y para de una vez diremos que llama la atención la general pobreza ó rareza de los minerales accesorios en la mayoría de las rhyolitas mexicanas, quizá más raros que en las rocas silizosas neovolcánicas extranjeras. Sin embargo, entre algunas de las rhyolitas de la Sierra de Guanajuato (8) que ofrecen, por otra parte, mucha variedad de estructura, encontramos en la cima del cerro de Chichíndaro, arriba de rhyolitas muy esferolíticas, una de color blanco y compacta, que en su magma microcristalino se encuentran algunas diminutas agujas de apatita. Este mismo mineral se encuentra en muy finas agujas como inclusiones en cristales de sanidino, los únicos fenocristales, despedazados á veces, que tiene esta roca. En cuanto á su magma, á más de ser microcristalino, contiene lagunas granofíricas de cuarzo y feldespato. Una rhyolita rosada de Guadalcázar (S. L. P.) es tan semejante en el aspecto del magma á la roca de Chichíndaro, que sería ocioso repetir la descripción.

Rhyolitas de magma micro y criptocristalino.

Si el grado de cristalinidad del magma de las rhyolitas es el que nos viene sirviendo de base en nuestra descripción, es oportuno colocar á continuación aquellas rocas en cuyo magma no sólo existen partes bien cristalizadas y por lo tanto semejantes á las anteriores, sino también partes muy finas que muestran débil doble refracción y contornos vagos, lo que hace muy difícil precisar con claridad los individuos cristalinos que las forman. Un magma con

esa estructura se le designa como magma criptocristalino, el que no está exento de una pequeña cantidad de materia amorfa. Hay lugar igualmente aquí de indicar, que por regla general, el magma criptocristalino pasa, por insensible gradación, á una pasta de mucho más débil acción á la luz polarizada, y constituída, según la define Rosenbusch, de una substancia aparentemente isotrópica, pero en parte compuesta de partículas muy pequeñas alumbradas, más visibles cuando afectan las formas radiantes de las esferolitas. A este magma designado frecuentemente como *microfelsita*, término que hemos usado nosotros algunas veces, es conocido también por los autores franceses con el nombre de magma petrosilizoso.[1] Sobre su verdadera naturaleza y estructura hay en verdad diferencia de opiniones; algunos lo consideran como una pasta en parte amorfa con sílice individualizada (M. Levy). Para Rosenbusch[2] es una masa que tiene individualidad, es decir, un compuesto químico definido.

Nos permitimos aquí disentir de tan autorizadas opiniones y corroborar las hipótesis consignadas por Brögger y Teall[3] que han sido aceptadas por petrógrafos americanos como Iddings[4] y Cross,[5] para quienes la base llamada microfelsita no es más que un crecimiento simultáneo (intergrowth) submicroscópico de cuarzo y feldespato. Todos convienen en que esta masa suministra los elementos de las esferolitas, pues que es en su seno donde toman generalmente nacimiento, y aunque en las muy pequeñas segregaciones esféricas no es posible precisar su verdadera naturaleza, en las de mayores dimensiones ó en aquellas que han sufrido particulares modificaciones, alcanzan un grado mayor de desarrollo individual, y por eso más clara su estructura. Se puede reconocer entonces que hay de hecho frecuentemente la asociación de dos minerales principales: la sílice individualizada y el feldespato, cristalizados simultáneamente en muy variadas formas que han sido ya dadas á conocer, especialmente por Iddings.

Cuando se tiene á la vista un vasto material en donde percibir las varias y numerosas transiciones y observar los distintos grados de perfección en esta peculiar estructura, no hay lugar á vacilar en que la pasta que provee el material de las esferolitas y que llaman microfelsita, es una mezcla submicroscópica de cuarzo y feldespato en la que nunca falta un residuo de materia amorfa. Si bien es cierto que en esta masa no es posible distinguir con sus caracteres precisos cada uno de estos elementos, es simplemente por cuestión de pequeñez; y aún iríamos más lejos, suponiendo que es por efecto de las formas cristalinas que ellos toman de ordinario, pues que no dan secciones alargadas perceptibles como las que toman otros minerales en microlitas. El

1 M. Levy.—Estructures et clasification des roches éruptives, 1889.
2 Rosenbusch.—Mikroscopische Physiographie, etc.
3 Teall.—British Petrography, 1888.
4 J. P. Iddings.—Spherulitic crystalization.—Phil. Soc. of Washington, Vol. XI, 1891.
5 Wh. Cross.—Constitution and origin of spherulites.—Phil. Soc. of Washington, Vol. XI, 1891.

cuarzo microscópico se aparta poco de secciones circulares, el sanidino en microlitas da formas que se aproximan á cuadrados; y por qué no pensar que en sumo grado de pequeñez estos minerales vengan en formas irreconocibles segregados del seno de una pasta amorfa? Esta pasta, siempre cargada de impurezas en fina división, ponen obstáculos grandes al crecimiento individual de las partículas cristalizadas, á lo que contribuye también la no absoluta homogeneidad del magma que todos reconocen. Que condiciones particulares de este magma determinen un centro de cristalización como los que hacen nacer las esferolitas, y se verá que las partículas se interponen con alguna regularidad entre las partes cristalinas ó que repelidas en ciertas direcciones permiten que las dichas partes se asocien, dando individuos cristalinos mejor reconocibles, como en las esferolitas porosas ó como en las litofisas.

¿Qué puede ilustrar mejor la composición de un magma rhyolítico cuando está sobrecargado de sílice, que ciertas variedades de la estructura micropoikilítica?

Considerando desde luego las rhyolitas con magma holocristalino y con partes de magma criptocristalino, notaremos que tienen muy poco desarrollada la estructura fluidal y que son raras ó no existen las esferolitas.

Entre los buenos ejemplos mencionaremos una roca del cerro de Chichíndaro (8) relacionada con las rhyolitas casi holocristalinas que ya hemos citado antes y que vienen cerca de las rhyolitas esferolíticas que son allí las dominantes. Al microscopio y á la luz natural, el magma incoloro ó con partes ligeramente coloridas en amarillo, muestra finas puntuaciones opacas de óxido de fierro, secciones cuadradas de magnetita y raras microlitas aciculares de color parduzco y opacas. A la luz polarizada se ve que el magma en partes es un confuso agregado criptocristalino pero tiene también porciones de magma cristalino en el que es posible definir las secciones de cuarzo y feldespato que lo integran. Los espacios no ocupados por este magma están cubiertos por una pasta más obscura que viene realmente llenando los intersticios, y por gran cantidad de cuarzo secundario en secciones muy irregulares. En su origen esta roca parece haber retenido el producto de aguas de impregnación, que sólo tuvieron acceso en las partes menos compactas de su masa. Entre los elementos primarios domina el cuarzo, desprovisto de inclusiones, y de bordes corroídos; en menor cantidad el sanidino también límpido, y raros fragmentos de una plagioclasa.

Un magma semejante, aunque más uniforme, nos da una rhyolita gris clara de cerca de la mina de Cabrera, en la región de Real del Monte (2), cuyo color claro proviene de la ausencia de granulaciones opacas coloridas, viéndose sólo á la luz natural, granulaciones grises sin indicios de fluidalidad y finas laminitas de mica de color verde claro.

El cuarzo de primera consolidación es abundante y en secciones arredondeadas y corroídas, algunas de las cuales muestran regueros de cavidades gaseosas y un pequeño cristal que parece de apatita. Alrededor de una sección de cuarzo con penetraciones de magma en su interior, se ha formado una au-

réola de muy finas fibras radiantes y también partes de cristales macleados probablemente de sanidino, con cuarzo interpuesto. El sanidino poco abundante viene en secciones muy límpidas y parecidas á las de cuarzo en su tono gris de polarización, pero á veces en buenos macles de Carlsbad; por último, láminas de biotita de fuerte dicroismo completan la composición de la roca.

Un magma más criptocristalino pero sin ningún desarrollo esferolítico muestra una rhyolita del cerro del Nayal, cerca de Guanajuato (8), de color amarillo claro y con numerosas secciones de cuarzo y feldespato enclavadas. La opacita es muy abundante por la avanzada descomposición del feldespato de primera consolidación, pues cada sección de sanidino y algunas de plagioclasa, presentan en sus bordes una zona ancha turbia. La particularidad de esta roca consiste en la reacción muy fuerte del magma sobre los cristales de cuarzo, por esto desmembrados en sus bordes. Estos cristales de cuarzo tienen muchos poros de gas é inclusiones vítreas de forma cuadrada con burbujas de gas en su interior. A más de estos poros, se encuentran en las playas de cuarzo, inclusiones líquidas con burbuja móvil, lo que es raro en las rhyolitas. En muchas de las rhyolitas del paralelo 40, descritas por Zirkel,[1] el cuarzo primario ha mostrado con relativa abundancia las inclusiones vítreas y aun los poros de gas, pero las inclusiones líquidas y con burbuja móvil son tan raras, que sólo dos ejemplos muestra el autor aludido, únicos entre un vasto material; y para uno de ellos pone en duda la legitimidad del cuarzo como constituyente propio de la roca, suponiendo que este cuarzo esté sólo enclavado en la masa con fragmentos de otras rocas que también existen. El otro ejemplo, el de la roca de Hantz Peak en Elkhead Mountains, se aparta también un poco de la composición normal de las rhyolitas que él describe. Desde el estudio de Zirkel á la fecha, los ejemplos de cuarzo con inclusiones líquidas en las rhyolitas, han aumentado considerablemente, aunque el número de casos observados no sea tan grande para suponer que tales inclusiones son comunes en el cuarzo de estas rocas. Entre las rhyolitas mexicanas veremos adelante que se encuentran las inclusiones líquidas en cuarzos de algunas rhyolitas esferolíticas.

La rhyolita gris del río de Cardones, cerca de Guanajuato, es menos criptocristalina que la del Nayal; domina en ella el magma amorfo con numerosas partículas de cuarzo y feldespato y no manifiesta ni tendencias á la forma esferolítica; también el feldespato y el cuarzo en grandes partes granofíricas son menos abundantes que en las rocas anteriores; pero en cambio, los fenocristales son más numerosos; el cuarzo límpido sólo contiene algunos regueros de poros de gas, el sanidino viene en cristales pequeños, desgraciadamente alterados y con grietas rellenadas de kaolinita y sericita; la biotita es rara y alterada y el fierro negro sólo muy accidentalmente se encuentra en el magma. Como un hallazgo notable citaremos algunos cristales de apatita en el magma que, aunque muy pequeños, se ven en la forma de prismas con sus

1 Zirkel.—Microscop. Petrography.—Geol. Exp. 40th. Parallel.—V. 1876, págs. 197 y 201.

terminaciones piramidales características; el dicroismo relativamente sensible. Los cristalitos contienen en su medio muchas inclusiones vítreas.

Aquí cabe mencionar por su semejanza con la ya descrita, una rhyolita de Sultepec (7), de color gris claro, salpicada de cristales grises de cuarzo con sus formas piramidales y cristales de sanidino y pirita.

Rhyolitas de color blanco ó gris claro con muchos cristales de cuarzo primario, procedentes de la mina de Nevada, en Real del Monte, traen en el magma, parecido al anterior, pequeños cristales de jergón.

Rhyolitas grises claras procedentes de Curucupaceo (13), en el Estado de Michoacán, tienen un magma muy semejante, y en ellas el feldespato predomina sobre el cuarzo en los cristales primarios, siendo principalmente el sanidino en macles de Carlsbad, alterado en sericita en las grietas; hay también una oligoclasa en cristales en zonas de crecimiento con pequeñas diferencias en el ángulo de extinción. Unos y otros feldespatos tienen inclusiones vítreas á veces. Las pocas secciones de cuarzo están corroídas por el magma, dando algunas veces un tapiz de cuarzo granudo al rededor de las secciones. La biotita es escasa y alterada. En el magma de estas rocas se observa á veces una curiosa división en glóbulos esféricos al parecer producidos por la contracción del magma durante el enfriamiento. Estos glóbulos se ven aislados y no dan aspecto diferente de el del magma. Suele verse una corona al rededor de estos glóbulos, cubierta por cuarzo, y en el interior, coronas concéntricas del mismo cuarzo alternando con partes del magma.

Secciones de contornos irregulares pero que recuerdan secciones de cristales, se ven actualmente rellenadas por una materia que su color é indicios de crucero recuerda á la calcita, y dentro de ella y desparramados, granos y cristales de piroxena de fuerte relieve y vivos colores de polarización. Es probable que estas secciones fueron originalmente de mica ó de algún otro mineral ferromagnésico. Cerca de estas secciones hay cristales de apatita.

En las rocas de Curucupaceo no escasean lagunas, ya de producción primordial y otras probablemente secundarias, formadas las unas de granos de feldespato y cuarzo granofírico, y las otras de cuarzo alotrimorfo.

La mezcla de magmas microcristalino–granular hipidiomórfico y cripto ó microcriptocristalino, con ó sin estructura de escurrimiento, es muy frecuente en las rhyolitas esferolíticas. Mr. J. P. Iddings cita esta estructura en su excelente capítulo sobre las rhyolitas de Yellownstone Park,[1] cuyas descripciones convienen casi exactamente á veces con las que podríamos dar de algunas de nuestras rhyolitas.

En unos casos considera dicho autor aquella primera forma de estructura como primaria, es decir, como una cristalización producida durante la final consolidación de esas rocas, y en otras supone que tal agregado es de origen secundario, que, á decir verdad, no es allí el caso más frecuente, porque esas rhyolitas están muy poco alteradas.

1 Iddings.—Geology of the Yellowstone Nat. Park. Monog. XXXII, 1899. U. S. Geol. Surv

Una mezcla bien uniforme de magma obscuro á la luz polarizada, con partículas bien alumbradas y magma micro-criptocristalino, nos suministra ejemplares procedentes de las Cumbres de Barranca Grande, cerca del mineral de San José de Gracia en Sinaloa (18). Son estas rocas de color blanco rosado con pasta de aspecto litoídico pero con numerosos cristales de cuarzo y feldespato, unos de plagioclasa y otros de sanidino, difíciles de reconocer por su alteración muy avanzada. El magma con pocas granulaciones y algo manchado por óxidos de fierro, producto de la descomposición de un mineral ferromagnésico, está constituído de una masa microcristalina de pequeñas secciones ó playitas de cuarzo y feldespato y partes también cristalinas pero de contornos indefinidos. Lagunas de materia amorfa y granos alumbrados llenan los huecos y aparecen como un residuo de última consolidación.

Muchas de las secciones de cuarzo primario de esta roca ofrecen regueros de cavidades é inclusiones líquidas con burbujas movibles.

Esferolitas.

Vamos á entrar ahora á la descripción del grupo más numeroso, importante y sugestivo de rhyolitas propiamente dichas, que son aquellas en las que en un magma microcristalino, criptocristalino y microlítico tal como lo acabamos de definir, ó vítreo, los tres primeros, como estados distintos y aun sucesivos de crecimiento simultáneo de cuarzo y feldespato, se han segregado estos mismos minerales con cierta ordenación, que por la forma de su conjunto, en muchos casos esférica y con estructura interior radiante y concéntrica, se ha convenido en llamar esferolítica. La estructura de estos individuos y el estudio de su modo de formación, han dado materia para muchas descripciones y aun para discusiones que han nacido de la dificultad que se ha tenido para determinar la verdadera naturaleza de los elementos cristalinos que entran en la constitución de dichas esferolitas, elementos muchas veces no discernibles ni á los más fuertes aumentos.

Sin entrar nosotros en el terreno de la discusión, ni en la precisa definición de las esferolitas, que tanto han ilustrado los hermosos estudios de Iddings, de Cross, Rosenbusch y otros, diremos que en el excelente material de que disponemos, encontramos una gran variedad, no sólo de formas que muchas distan bastante de tener la forma esférica, sino también de estructura, y desde este punto de vista iguales ó muy semejantes á las que ha estudiado con detalle Iddings, del Yellowstone Park en los Estados Unidos.[1] En vista de dicho material, nos parece que hay pruebas suficientes para considerar tales formas radiantes como una cristalización simultánea de cuarzo y feldespato, que responde, como dicen Teall[2] y Broger, á la composición de la micropegmatita, hacia la que, como veremos, presenta las más finas gradaciones, re-

1 Iddings, op. cit.
2 Teall.—British Petrography, London, 1898.

vistiendo en sus pasos formas que por ser tan variadas como caprichosas llaman inmediatamente la atención en el campo del microscopio. Hay ciertamente en muchos casos agrupaciones esféricas de un solo mineral, como de feldespato, que hemos visto en algunas obsidianas desvitrificadas y en otras lavas rhyolíticas y que Rosenbusch designa con el nombre de esfero-cristales, pero es indudable que aun en ciertas esferolitas, como es muy frecuente, que no muestran por su pequeñez las partículas, una forma aparente cristalina definida, son también constituídas de un crecimiento simultáneo de cuarzo y feldespato (intergrowth).

Así consideradas las esferolitas, podemos distinguir tres tipos principales, en los que quedan comprendidas casi todas las variedades observadas por nosotros, á saber:

a. Esferolitas compactas generalmente pequeñas, radialmente fibrosas, cuyas fibras se ven á veces muy claras en la luz incidente. A la luz polarizada dan la cruz negra de brazos paralelos á los planos principales de los nicols; la forma individual de las partículas cristalinas de las fibras no es determinable.

b. Esferolitas constituídas de manojos de fibras radiantes con cruz negra incompleta y de brazos oblicuos. Frecuentemente se ven zonas concéntricas. Las esferolitas son de grandes dimensiones y no siempre radian de un centro. Afectan á veces la forma de husos, pinceles ó plumas. En parte de ellas se pueden distinguir las agujas de feldespato, y cuarzo entretejido.

c. Esferolitas compuestas de fibras ramificadas hechas de cristales muy pequeños de feldespato, entre los cuales hay escamas de tridymita, cavidades de gas y cuñitas de cuarzo.

Después siguen las esferolitas muy porosas ó las litofisas y las otras formas de crecimiento simultáneo ya más próximas á la forma perfecta micropegmatítica.

Análisis químicos cuidadosos han demostrado la semejante composición del magma amorfo de las rhyolitas, de la materia micro y criptocristalina y de las esferolitas; también se demuestra en las láminas, que las esferolitas se han formado en muchos casos al finalizar la consolidación del magma, pues han nacido cuando ya ha cesado de escurrir y por lo tanto en estado viscoso. Pero para la formación de la esferolita se ha necesitado de suficiente movilidad de las partículas para determinar su ordenación, movilidad que no ha tenido en todas sus partes el magma. Iddings[1] da una explicación muy plausible de la formación de las esferolitas, suponiendo que son el resultado de la acción del vapor de agua absorbido por un magma silizoso, que desde el momento en que dicha agua no entra en la composición de los minerales resultantes, su acción viene á ser casi exclusivamente física. El vapor de agua, según se demuestra, hace descender el punto de solidificación de los magmas, determinando en las partes de dicho magma cargadas de vapor y

1 J. P. Iddings.—Spherulitic Crystalization.—Phil. Soc. of Washington, Vol. XI, 1891.

á una temperatura dada, una mayor fluidez de esa parte que en el resto de la masa, permitiendo así la ordenación de las moléculas para dar un espacio más cristalino que el resto de la masa y producir también la ordenación de las partículas cristalinas.

Para dar á nuestra descripción una forma sistemática, debemos aquí de comenzar por aquellas rhyolitas propiamente dichas que presentan esferolitas en su forma más simple, que más bien afectan por su pequeñez y poca regularidad de sus contornos, la forma de rosetas, las que se tocan á veces mútuamente formando propiamente un magma microesferolítico. (Fig. 1, lám. VI). Este contacto mutuo es el que origina en la mayor parte de los casos su contorno irregular. De nuestros buenos ejemplares de rhyolitas con fino magma esferolítico, citaremos desde luego, las de la bajada al río Chico en el camino de Durango á Mazatlán, la roca del cerro de las Navajas á 20 leguas al S.W. de la ciudad de Durango (17) sobre la Sierra Madre occidental. Tienen un color gris rosado y son compactas, no dejando ver á la simple vista su carácter esferolítico que en el microscopio se descubre á la luz polarizada. A la luz natural puede observarse la estructura radial y muy finamente fibrosa de cada esferolita en un campo limpio, ó con escasas partículas opacas en regueros orientados según las fibras, á veces sólo se ven en los bordes de cada glóbulo esferolítico. A la luz polarizada, cada roseta muestra la cruz negra de brazos orientados según los planos principales de los nicols y teniendo cada brazo una penumbra en sector de círculo. Los sectores alumbrados dan un tinte uniforme de débil doble refracción. Aunque el carácter fibroso se conserva en los nicols cruzados, las fibras son tan finas que no es posible individualizarlas ni con muy fuertes aumentos. Espacios sin acción sobre la luz polarizada separan á grupos de esférulos, pareciendo por eso que tales espacios están cubiertos por materia amorfa en donde se aglomeran en mayor cantidad las partículas ferruginosas.

Algunas cavidades que quedaron vacías entre las esferolitas han sido llenadas por cuarzo alotrimorfo, en grandes y pequeñas playas con pequeños poros gaseosos. En el magma amorfo se encuentran con relativa abundancia agujitas y granos de color verde, que suponemos son de augita, desparramadas juntamente con las granulaciones triquíticas de óxido de fierro y pocos cristales de magnetita.

Aglomeraciones de esferolitas enteramente semejantes á las anteriores forman parte del magma de las rhyolitas de la Sierra de la Yesca (15) en el Territorio de Tepic, también sobre la Sierra Madre occidental. El carácter fibroso á la luz natural es muy claro y las partículas opacas se encuentran en los bordes de las esferolitas ó en los espacios entre ellas donde domina una materia amorfa y microcriptocristalina. Esta materia amorfa porlariza débilmente la luz y tiende á formar glóbulos ó esferoides como en los vidrios en tensión. En estas rocas es poco sensible la estructura fluidal y poco numerosos los cristales primarios de feldespato, que no se pueden determinar por su alteración avanzada. Otras partes del magma sin triquitas pero con

numerosos granos opacos, muestran la estructura criptocristalina en donde se dejan reconocer aquí y allá, playitas de cuarzo alotrimorfo y también agregación microlítica en forma radiante, de cuarzo y feldespato.

En muchas de las rosetas de que hablamos, los radios de la cruz negra son correspondientes á los planos principales de los nicols, pero hay algunos casos en que estas líneas de extinción no corresponden exactamente con aquellos planos, sino que son ligeramente oblicuas, lo que es debido seguramente, como en esferolitas más discernibles, á la diferente orientación de las fibras componentes de feldespato y de cuarzo.

En muchos otros lugares de la Sierra Madre occidental se encuentran rhyolitas con esta forma de agrupación radial, con caracteres iguales en todas sus partes, de modo que no es preciso hacer de ellas otra descripción. Trataremos ahora de aquellas rhyolitas que llevan cuerpos esferolíticos un poco más discernibles, es decir, que los elementos cristalinos de cuarzo y feldespato que los constituyen, sobre todo este último, están mejor individualizados.

De este segundo tipo de esferolitas citaremos las de las rhyolitas de los cerros próximos á Acámbaro (13), de color gris manchado de rojo; contienen muchos fenocristales de cuarzo y sanidino. Las esferolitas son opacas y formadas de haces de fibras alternativamente alumbradas y obscurecidas. Hay granos opacos formando triquitas que irradian como las fibras. Los manojos de fibras de estas esferolitas muestran la curiosa disposición de conos empotrados que indican que hubo varios puntos donde comenzó la cristalización. Se puede probar en muchos casos que las fibras individualmente son cónicas y puede explicarse su desarrollo de manera análoga á la sugerida por G. A. J. Cole.[1] Algunas veces las fibras cuando son vistas con fuertes aumentos, se pueden resolver en cristalitos aciculares de feldespato, seguramente de sanidino con extinción longitudinal. Partes de estas fibras ó de los manojos muestran tintes claros é intensos de polarización, suponiendo por este carácter la presencia del cuarzo. Las esferolitas generalmente agrupadas, están contenidas en un magma amorfo con partículas alumbradas pequeñas de cuarzo y feldespato y finas granulaciones en ordenación fluidal. Los cristales primarios de cuarzo son límpidos con corrosiones en su interior llenas de materia esferolítica; el sanidino viene en excelentes cristales con macles de Carlsbad, alargados según la clinodiagonal. La biotita ó mica ferrífera viene también en pequeñas laminitas.

Con este mismo aspecto se presentan las esferolitas que forman la casi totalidad de las rhyolitas del cerro de Chichíndaro, en Guanajuato. Llevan en su masa numerosas agujas triquíticas radiantes y penachos de materia ferruginosa. Estas rhyolitas tienen pocos fenocristales.

El análisis de una roca de esta localidad dió:

1 G. A. J. Cole.—On some examples of cone in cone structure. Geol. Mag. Vol. X, nº 46.

SiO^2	71.00
Al^2O^3	12.48
Fe^2O^3	3.48
K^2O	3.23
Na^2O	3.42

Casi la misma descripción le conviene á la rhyolita de cerca de la cascada de San Diego, en el Mineral del Chico (2), con sus esferolitas opacas por aglomeración de finas puntuaciones y con triquitas radiantes de materia ferruginosa. Las granulaciones se acumulan en capas concéntricas, dando á veces una serie de anillos alternativamente opacos y alumbrados á la luz polarizada. El magma de esta roca es más cristalino y con menos impurezas, pues se ve muy claro é incoloro á la luz natural, en el que se notan fácilmente las secciones opacas de las esferolitas (lám. VI, fig. 2). Lo único que sobresale en el magma son algunas triquitas con la forma de simples barritas negras. El cuarzo como el sanidino de esta roca contienen hileras de finas cavidades; se ven muy corroídos por el magma y están cruzadas las secciones por grietas llenas de cuarzo que también atraviesa en venillas al magma. Estas grietas á veces son muy anchas y aislan á partes de la roca.

Un excelente ejemplar de la Sierra de la Parida (15), entre los límites del Estado de Zacatecas y Territorio de Tepic (15), deja ver el mismo tipo de esferolitas de la roca anterior, es decir, resolubles en haces de fibras con extinción irregular; rosarios radiantes de triquitas separan los manojos fibrosos de estas esferolitas, las que están en un magma amorfo con finas partículas alumbradas. La roca contiene diseminados numerosos cristalitos de primera consolidación, entre los cuales domina el sanidino en pedazos de cristales con el gemelo de Carlsbad, límpidos y desprovistos de inclusiones; después en cantidad sigue el cuarzo, y por último, una plagioclasa en macles sucesivos que muestran el ángulo de extinción pequeño de la andesina. El despedazamiento de estos cristales le dan á la roca el aspecto de una brecha. Como mineral accesorio, citaremos algunas secciones de hornblenda ferrífera reabsorbida que sirve á veces de núcleo á los grupos de esferolitas.

Es muy común en algunas rhyolitas, que las esferolitas finamente fibrosas sólo sean visibles á la luz polarizada y que á la luz natural se observe la estructura fluidal de la roca indicada por hileras de partículas y triquitas, que pasan á través de los glóbulos esferolíticos sin modificarse en nada las bandas de fluidalidad. Una rhyolita roja litoidica de la Sierra Pinta, en el Distrito del Altar, en Sonora (22), muestra este doble aspecto de magma esferolítico y estructura fluidal; y presenta el caso muy instructivo de una muy lenta transición de las esferolitas al magma microlítico ó criptocristalino, es decir, que en parte el contorno de las esferolitas no es marcado. Así por ejemplo; cada esferolita al partir del centro, está formada de manojos apretados de fibras que se van subdividiendo poco á poco hacia la periferia como si tendiesen á aislarse unas de otras las fibras, dejando espacios llenos de materia

amorfa. Más lejos del centro, el carácter fibroso es menos marcado, la longitud de las fibras es menor hasta llegar á confundirse en tamaño con las partículas pequeñísimas alumbradas contenidas en la pasta amorfa, demostrándose así la igualdad de naturaleza del magma de las rhyolitas y de la materia esferolítica. Esta roca tiene cristalitos primarios de sanidino diseminados ó agrupados, dejando entre sí espacios ocupados por una masa finamente granuda de cuarzo y feldespato.

En la región rhyolítica del Tejocote, cerca de Huayacocotla (6), en el Cantón de Chicontepec (Veracruz), hay rocas con magma constituído en su mayor parte de finas esferolitas con cruz negra bien orientada. Las fibras muy finas son reconocibles á la luz natural; también se ven partículas y triquitas ordenadas fluidalmente pasando por encima de las esferolitas. No escasean aquí los glóbulos de vidrio que polarizan por tensión.

Pocas rocas rhyolíticas mexicanas nos dan un estado esferolítico tan bien desarrollado como el de algunas rocas de Azoyatla, al S. del Mineral de Pachuca, no lejos de las Navajas (1). Son rocas macizas, de color rosado muy claro y muy frescas. El magma no es más que una agregación de esferolitas circulares de límites muy marcados, pues según sus contornos tuvo lugar una división de la masa por contracción que mucho se asemeja á una división perlítica; las grietas están tapizadas de la característica asociación de cuarzo y feldespato, con materia amorfa escasa.

A la luz natural las esferolitas dan un campo limpio, en el que destacan triquitas radiantes ferruginosas que representamos en la fig. 3, lám. VI, únicas que coloran á la roca casi desprovista de otras granulaciones opacas. Con fuertes aumentos, y mejor con la luz convergente, se puede apreciar con suma claridad la estructura fibrosa de cada esferolita y en partes muy finamente granular y no radiante, como sucede regularmente en el centro de cada glóbulo. A la luz polarizada se muestran un poco diferentes de las esferolitas antes descritas. En efecto, la mayor parte se resuelven en manojos de fibras obscuras y alumbradas, tendiendo á dar una cruz negra con brazos ligeramente oblicuos á la orientación de los planos principales de los nicols; las partes alumbradas dan porciones de débil doble refracción y partes fuertemente alumbradas que corresponden á las regiones finamente granulosas que se ven á la luz natural y que parecen formadas de partículas sumamente pequeñas de cuarzo. En las partes radiantes ó en los manojos de fibras, el feldespato es el que domina. El cuarzo granular es muy fácil de identificarlo porque en el corazón de los glóbulos se ven en mayores dimensiones las playitas de cuarzo granudo, las que disminuyen poco á poco en tamaño hacia la periferia hasta formar el tapiz fino y bien alumbrado de que acabamos de hablar. El mismo fenómeno se observa en el borde de algunas esferolitas, en donde claramente se observa el paso de las porciones granudas finas de las esferolitas á playas grandes de cuarzo, en las que se puede hacer una exacta determinación de su naturaleza. Otras veces el cuarzo granudo de los bordes de las esferolitas, adquiere en el magma la característica estructura *micropoi-*

kilítica[1] llevada á la más grande pequeñez á que es posible observarla. Tal cemento, que podemos considerar interesferolítico, es igual y se presenta á veces en condiciones análogas al ya descrito por Iddings en la página 421 de su último trabajo sobre las rhyolitas del Yellowstone Park.[2]

Los elementos porfiríticos de estas rhyolitas esferolíticas son principalmente el sanidino, en sus formas comunes macleadas; playas muy limpias de cuarzo corroído y una plagioclasa del tipo de las andesinas, que accidentalmente se encuentra. Muy notable es en esta roca una sección grande de cuarzo idiomórfico que cristalizó simultáneamente con una plagioclasa en la forma micrográfica. Las partes de uno y otro mineral se distinguen claramente; el cuarzo por su limpidez y la plagioclasa porque muestra los macles sucesivos. Contienen éstos, pequeñas partículas opacas incluídas y diminutos glóbulos gaseosos. Accesoriamente se encuentran en esta roca, láminas de biotita, alterada en productos ferruginosos en el borde de las secciones.

Esta descripción podría aplicarse á otras rhyolitas con una estructura esferolítica muy semejante; por ejemplo, para una roca de las márgenes del río de Santiago, cerca del Paso de los Bueyes, en el Territorio de Tepic (15), que se resuelve al microscopio, como la anterior, en un magma esferolítico muy cargado de partículas opacas y triquitas radiantes que constrastan con partes muy limpias interesferolíticas, constituídas de cuarzo micropoikilítico en un magma criptocristalino. Las esferolitas no son circulares, sino que afectan de ordinario la forma de plumas y se aislan claramente del magma por una zona límpida desprovista de granulaciones. En este caso las esferolitas son de contornos más irregulares, con formas pedunculadas parecidas á las de la liparita de Kremnizcka figuradas por Rosenbusch.[3] Lám. VI, fig. 4.

A despecho de la poca luz que puede pasar á causa de las impurezas, á través de las esferolitas, se pueden observar los manojos de fibras de feldespato débilmente polarizados y las partes granudas finas de cuarzo que se ven con mayor claridad en los bordes, en los intersticios en las esferolitas, ó en lagunas en el campo criptocristalino.

El cuarzo de primera consolidación abunda, muy corroido y desprovisto de inclusiones, el sanidino y á veces la plagioclasa están muy alterados, dando como productos de la descomposición, la kaolinita, la calcita y la epidota desarrollada en agujas prismáticas agrupadas en rosetas, con sus vivos colores de polarización. Las mismas agujas microscópicas se encuentran diseminadas en el magma así como en el interior de secciones de una biotita de fuerte dicroismo. La apatita se encuentra en pequeñas agujas en el magma.

Las rhyolitas de esta región del río de Santiago son muy interesantes porque se prestan á un estudio muy completo de la estructura esferolítica. Las

1 Una descripción sucinta de esta estructura se encontrará más adelante.

2 J. P. Iddings.—Geology of the Yellowstone Nat. Park.—Monog. XXXII. U. S. Geol. Survey.

3 Mikroscopische Physiographie, etc. Stuttgart, 1896.

mismas preparaciones suelen mostrar los tres aspectos muy característicos representados en las figuras 5 y 6 de la lám. VI y fig. 1 de la lám. VII.

Las esferolitas de la figura 5 están al rededor de un fragmento de feldespato cortado por la superficie de la preparación en la orientación casi del braquipinacoide, con extinción vecina de la andesina. Estas esferolitas retienen en su masa gran cantidad de partículas coloridas, lo mismo que el magma que las rodea. Tienen también triquitas radiantes. En los nicols cruzados estas esferolitas están formadas de manojos de fibras alternativamente alumbradas y obscuras sin corresponder exactamente su extinción á la forma de la cruz de brazos orientados. El magma que rodea á estas esferolitas es también fibroso y radiante pero sin forma definida de contornos. Está compuesto de grupos de fibras de feldespato con intercalaciones de granitos de cuarzo en agregación alotrimorfa.

Este magma puede dar, como en la figura 6, esferolitas francas, excéntricas, en forma de abanicos, con manchas muy alumbradas formadas de granitos de cuarzo aglomerados. Las esferolitas se dividen en conchas ó capas concéntricas separadas por fajitas angostas obscuras como si fueran de materia amorfa. Por último, la figura 1, lámina VII, muestra penachos radiantes en forma de pincel, constituídos de fibras de feldespato con intercalaciones de cuñitas de cuarzo. Estas tres variedades de esferolitas no parecen haberse formado en el mismo tiempo, pues los penachos de la figura 1 son restos de grandes esferolitas á expensas de las cuales se ha formado el tapiz fibroso y micropoikilítico que las rodea. En fin; la esferolita, adherida al fragmento de plagioclasa, parece ser la de última formación.

En las preparaciones microscópicas que nos han servido para presentar estos variados aspectos de esferolitas, persisten las alteraciones citadas antes, y que han dado lugar á la formación de la epidota y de la materia opaca en el interior de los cristales de feldespato.

Muy diferentes de los anteriores son los cuerpos esferolíticos que se encuentran en algunas rhyolitas, especialmente de las Sierras de Villanueva y de Jerez (14), pues que en lugar de mostrar su carácter fibroso fino, y formados de cuarzo y feldespato, aparecen constituídos de simples aglomeraciones radiantes de cristales microlíticos de feldespato, pudiendo á veces reconocer la forma cristalina individual de dichas microlitas. Así, vemos la asociación de los individuos macleados según la ley de Carlsbad ó cristales simples, alargados según la cara clinodiagonal con extinción paralela á su alargamiento. Partículas opacas y algunas triquitas se ordenan también radialmente. Algunas esferolitas tienen en su interior grandes playas de cuarzo, probablemente secundario. Estas esferolitas están rodeadas de materia amorfa con huellas de escurrimiento, en cuya masa se ven también esferolitas pequeñas finamente radiantes y de cruz negra del tipo de las primeras que hemos descrito. Mientras que las esferolitas de feldespato (felso-esferolitas) están rodeadas de una auréola de granulaciones que indica que dicho magma fluidal las envuelve y las contornea, en las esferolitas de cruz negra el magma pasa sobre ellas sin

modificar su orientación, pues se ven á la luz natural las hileras de triquitas opacas sobre las esferolitas pequeñas aglomeradas, mostrando que han nacido después del escurrimiento. Las rocas muestran algunas esferolitas huecas y lagunas cubiertas de cristalitos de feldespato idiomórfico, de feldespato y de cuarzo, ó de feldespato y tridymita con vesículas gaseosas y cristalitos de fayalita ligeramenta verdosos. De los cristalitos feldespáticos, unos están en gemelos según la ley de Carlsbad y otros simples, se extinguen longitudinalmente.

Los fenocristales son poco abundantes generalmente en estas rocas, habiendo secciones límpidas de cuarzo y sanidino.

Las mismas aglomeraciones esferolíticas y formas arborescentes de feldespato, presenta una rhyolita en la parte superior de las montañas inmediatas al Mezquital del Oro, en las Sierras que se extienden al Sur de la de Villanueva (14). Se hallan en un magma sin estructura de escurrimiento con muchas playitas de cuarzo y feldespato. En esta roca, además del sanidino y del cuarzo de primera consolidación, se encuentran algunas láminas de biotita algo alterada. Esta forma esferolítica de crecimiento de cristales microscópicos, es enteramente semejante á la descrita por Iddings en la ya muchas veces citada obra, solamente que lo poco definido de los contornos de las microlitas nos impide á veces hacer la exacta determinación del feldespato por su orientación cristalográfica. Nuestra figura 6, lámina VII, da una idea de esta clase de esferolitas feldespáticas, las microlitas de feldespato ligadas por sus extremos, relativamente anchas para su longitud, están sin embargo alargadas en el sentido del eje vertical.

En las partes de la preparación, en las que las microlitas están cortadas transversalmente, se ven los cortes en la forma de rueditas y muchas de rombos, pudiendo apreciar á veces la soldadura de dos individuos. Dentro de esta aglomeración radiante de microlitas suelen hallarse playitas de cuarzo como materia intersticial y lagunitas de tridymita que empastan á veces á las microlitas. Como los individuos microlíticos no están muy unidos, las esferolitas son algo porosas. Los cuerpos esferolíticos se limitan ó distinguen muy claramente del resto del magma por una zona más obscura, donde se han aglomerado las partículas opacas. Nada de particular presenta el magma que sirve de cemento á las esferolitas, pues consta de materia amorfa con partículas de cuarzo bien alumbradas y microlitas de feldespato, pero suelen presentarse partes en las que estas últimas se hallan como verdaderas inclusiones dentro de grandes playas de cuarzo que ocupa espacios originalmente vacíos, cuarzo que quizá pueda ser de origen secundario. La roca tiene numerosos fenocristales de sanidino, algunos de cuarzo también primario y laminitas de biotita alterada.

Esferolitas compuestas de fibras de feldespato de muy pequeña dimensión, muy semejantes á las anteriores, nos suministra una roca de Boquillas de Corral de Piedra, en el Parral, Chihuahua (19). El cuarzo abunda las más veces en la forma micropoikilítica y es de formación posterior á las microlitas feldespáticas, sirviendo como de una masa interesferolítica.

Algunos casos especiales que presentan las esferolitas en sus relaciones con el magma, necesitan particular descripción. Uno muy interesante ofrece una rhyolita de la cima del cerro de la Castellana, prefectura de Ahuacatlán, Tepic (15), un macizo que á manera de Bufa corona á la montaña andesítica que aloja filones metalíferos. La rhyolita maciza de color rosado, tiene excelentes esferolitas megascópicas, que á la simple vista se ven radiantes y con capas concéntricas de diferente coloración.

El microscopio revela que la constitución principal de las esferolitas es en fibras muy finas radiantes, visibles aun á la luz natural, alumbradas en manojos de fibras con tendencia á definir la cruz negra pero de rayos oblicuos. El centro de algunas de las más grandes esferolitas está ocupado por un cristal, fig. 3, lám. VII, ó grupo de cristales de sanidino transformados en kaolinita y con inclusiones de playitas de cuarzo secundario que tapizan también las finas partiduras que cortan la materia fibrosa de la esferolita. En los bordes de cada esferolita se acumulan las partículas opacas que se disponen tanto en hileras radiantes como en capitas concéntricas, y poco á poco el extremo de las fibras se va transformando en pequeñas playitas que pasan en definitiva á una masa interesferolítica constituída de una asociación granofírica de cuarzo y feldespato, enteramente igual á la de nuestras microgranulitas terciarias. Fig. 4, Lám. VII.

Otras veces las fibras ya en los bordes de las esferolitas, pierden su ordenación regular radiante y se encorvan en un sentido obedeciendo el escurrimiento fluídico del magma acusado por el movimiento de las partículas opacas que entran en dicho magma microcristalino y criptocristalino.

Algunas esferolitas muestran, al partir del extremo de las fibras, una zona formada de cristales microlíticos de feldespato aglomerados radialmente.

Sucede frecuentemente que la pasta granofírica ocupa el centro del esférulo, Fig. 5, ó una zona intermedia, ó bien ese núcleo está constituído de un magma microcriptocristalino sin ninguna ordenación fibrosa ni radial.

No podemos desgraciadamente probar en qué momento se ha formado la pasta granofírica alrededor ó en el interior de las esferolitas y que se ha inyectado en las grietas que ellas tienen y en dónde se encuentran pequeños granos de un mineral verdoso que recuerda por sus caracteres la epidota. Sea que se suponga cristalizado el cuarzo y feldespato antes de la completa consolidación de la roca, ó posteriormente, como parece ser lo más probable, el caso es muy interesante, pues que no cabe duda que á expensas de la materia esferolítica se ha formado el cemento granofírico; entre las playitas de cuarzo y feldespato se encuentran restos de esferolitas y de magma criptocristalino con materia que cubrió los intersticios. Igual fenómeno se encuentra en las rhyolitas rosadas que forman la caja de vetas argentíferas en la mina de Cabrera, no muy lejos del cerro de la Castellana, en las orillas del río de Santiago.

Como casos especiales que muestran una individualización perfecta de los elementos de las esferolitas, citaremos el de una rhyolita parda del cerro de

la Mojonera, cerca de Durango (17), que tiene un magma muy vítreo con escurrimiento fluidal y pequeños cristales de sanidino y de cuarzo corroído. Las esferolitas tienen un principio de porosidad á juzgar por la separación individual de las fibras y rayos independientes, formado cada uno de cristales de feldespato unidos los unos á los otros por sus extremos. Tales cristalitos están alargados según el eje vertical y son ya positivos ó negativos en su doble refracción. En algunos se ve claramente el gemelo de Carlsbad. Una esferolita de tan clara estructura está representada en la lámina VII, figura 6; los sectores obscuros ó las partes que separan á los cristalitos feldespáticos están constituídos de aglomeraciones de láminas imbricadas de tridymita claramente visibles por sus formas comunes cristalográficas discernibles á los fuertes aumentos. Aglomeraciones de partículas opacas en curvas concéntricas impiden el paso de la luz en partes de estas esferolitas.

Muy semejantes son las esferolitas que tiene una roca gris rojiza de las orillas del río Nazas, en el Estado de Durango (17); las microlitas son de mayores dimensiones, la tridymita entra siempre cubriendo los intersticios entre ellas. El magma de las dos rocas aquí estudiadas no ofrece nada notable; la materia amorfa abunda, las partículas en ella diseminadas de cuarzo y feldespato, se distinguen en el campo obscuro á veces alineadas dichas partículas según las hileras fluidales que definen los granos opacos de óxido de fierro.

Axiolitas.

Las segregaciones radiales esferolíticas frecuentemente ofrecen formas que se apartan bastante de la original forma esférica que afectan las partes cristalinas que las constituyen, y estas desviaciones provienen, según hemos visto hasta aquí, bien de los obstáculos que han opuesto al completo desarrollo de la esferolita partes enteramente sólidas enclavadas en el magma, como los fenocristales, bien resistencias opuestas por densidad de la masa ó grados de enfriamiento de la misma, y al fin, por movimientos posteriores á la formación de las esferolitas que han determinado su ruptura ó su desagregación, presentándose entonces como partes de esferas, sectores, etc., ejemplos de los cuales hemos figurado en nuestras láminas. Pero hay otro género de agregación esferolítica muy interesante y que ocurre en México como en otras regiones rhyolíticas, con bastante profusión; queremos hablar de las "axiolitas" (Zirkel) ó sea agregados fibrosos que en lugar de radiar de un solo punto, radian según líneas rectas ó más ó menos sinuosas y constituídos de fibras en manojos radiantes y formando sectores ó conos encontrados; otras veces estas fibras se ordenan entre sí paralelas y normales á la línea central. Los caracteres de estructura, la apariencia al microscopio y las determinaciones ópticas que es posible hacer en las pequeñas partes cristalinas que las constituyen, son enteramente análogas á las de las esferolitas propiamente dichas, y deben por lo tanto considerarse como productos de la misma naturaleza, pero variando un poco las condiciones de su formación.

En efecto, para la formación de las esferolitas comunes, ya hemos visto como Iddings supone una cierta movilidad del magma para determinar en muchos casos la agrupación de las partículas cristalinas, mientras que en muchas de las rocas con axiolitas, se puede observar que el magma debió haber estado próximo á su completa consolidación ó en un estado de tal manera viscoso que determinó partiduras en la roca originadas por contracción de la masa rápidamente enfriada y llenadas después de materia cristalina en forma análoga á la esferolítica. Iddings relaciona muchas formas axiolíticas á partiduras perlíticas del magma, puesto que encuentra en tales divisiones caracteres semejantes á los de la propia estructura perlítica, y tal es el caso para muchas de nuestras axiolitas. Otros casos tenemos, que también considera el mismo autor, en los que la cristalización esferolítica se ha verificado á lo largo de las líneas que separan á fragmentos de lavas rhyolíticas y que forman una verdadera soldadura. En tales casos, las axiolitas frecuentemente ofrecen ensanchamientos de forma triangular, resultando del poco ajuste de los fragmentos entre sí. Parece difícil explicar á veces tal condición de fragmentos soldados y no ser más que una apariencia lo que en realidad sería el resultado de la cristalización esferolítica en grietas irregulares producidas por la contracción de una masa ó en grietas más ó menos circulares que corresponden exactamente á la división perlítica tan frecuente en los vidrios ácidos. Lo que hay de particular en las rocas con axiolitas es que éstas no siempre vienen en lavas poco cristalizadas como parecería ser el caso general, sino que también existen en magmas bastante cristalizados y á veces en magmas casi holocristalinos.

Digamos de paso que en la estructura de las axiolitas hay como en la de las esferolitas propiamente dichas, todas las transiciones posibles ya observadas en estas últimas; desde un estado finamente fibroso irresoluble á los más fuertes aumentos, hasta un estado en que se pueden percibir los elementos microlíticos que las integran y su manera de unión, como en las felsoesferolitas y hasta la agregación granofírica del cuarzo y feldespato como en algunas partes interesferolíticas y que rellenan las partes centrales de algunas axiolitas.

Haríamos muy larga nuestra descripción si quisiésemos citar todas las localidades que dan rhyolitas axiolíticas con formas enteramente semejantes; nos contentamos con mencionar las principales y más típicas.

Desde luego tenemos una roca blanco agrisada de la región del Mezquital del Oro, en el Distrito de Juchipila, del Estado de Zacatecas (15), localidad que ya hemos mencionado hablando de otros aspectos de rhyolitas. Esta roca se caracteriza por un magma amorfo y microcriptocristalino que sirve de cemento á numerosas playitas de cuarzo y feldespato, que aunque de contornos irregulares son reconocibles fácilmente como partes bien individualizadas del magma de segunda consolidación. En este magma se aislan los cuerpos axiolíticos claramente visibles á la luz natural y afectando diferentes formas, entre otras las de semicírculos, barras, figuras en S ó partes esqui-

nadas triangulares, todas de color ligeramente amarillo. Aglomeraciones de partículas según la línea central y muy finas fibras normales á los contornos completan la estructura. La polarización de las fibras radiantes es débil como la de ciertas esferolitas incipientes, pero á los fuertes aumentos es posible apreciar la naturaleza cristalina de las partículas que componen las fibras. Sin embargo, una materia ligeramente colorida como el ópalo, no parece ser extraña en estos cuerpos, llenando de preferencia el medio de la cavidad donde se aglomeran también las partículas opacas. La apariencia á la luz natural es semejante á la de la roca con axiolitas de Mopung Hills al W. de Humboldt Ranges (Zirkel).[1]

Partículas negras de óxido de fierro bordean también á las axiolitas y se distribuyen irregularmente en el magma al lado de secciones cuadradas poco abundantes de magnetita y algunas microlitas opacas probablemente de augita. La roca es pobre en fenocristales pudiendo ver solamente restos de cristales de sanidino y laminitas muy dicroicas de mica parda.

Antes de seguir adelante nos permitiremos llamar la atención sobre el hecho de que el diferente grado de cristalinidad de ciertas partes del magma de algunas rhyolitas, (criptocristalino con playitas de cuarzo y feldespato) puede provenir de una especie de silicificación por acciones muy posteriores á su consolidación, y si esto se puede demostrar, se probaría también que los cuerpos axiolíticos de estas rocas se han formado en este tiempo. Pongamos el ejemplo de rhyolitas axiolíticas violadas del N.W. de Guanaceví, en el Partido de Santiago Papasquiaro, Durango (17), de magma muy cargado de sílice; las axiolitas aparecen como cubriendo espacios antes vacíos. Las partículas cristalinas que forman las axiolitas, pasan á microlitas feldespáticas reconocibles ópticamente.

Aquí los fenocristales son más abundantes no sólo de sanidino y mica, sino también de cuarzo con inclusiones vítreas y burbujas de gas. Hemos visto en esta roca un cristal de feldespato con playas de cuarzo en cristalización simultánea.

Con el mismo aspecto del magma encontramos la roca gris rosada de la Sierra del Oso, en el Partido de Indé, Durango (17). Las axiolitas se distinguen en mayor abundancia en ciertas partes muy porosas de la roca y á veces en formas casi circulares formadas de partes fibrosas y de cuarzo y otras de microlitas de feldespato con sus extremos muy claros hacia el interior de las axiolitas en donde hay un espacio hueco ó lleno de una masa holocristalina de cuarzo indudablemente de origen secundario. Lo mismo que en la roca anteriormente citada, el sanidino límpido viene en la roca como cristales primarios. Como se ve por lo expuesto, es indispensable distinguir en las rhyolitas, las axiolitas que proceden de una cristalización posterior á su consolidación y como una materia de relleno intersticial quizá únicamente debida á la infiltración de aguas calientes y vapores sobrecalentados circulando

1 Microscopical Petrographie Geol. Expl. Fortieth parallel.

en los intersticios de estas rocas, pues nótese bien que las rocas anteriormente descritas proceden de localidades reconocidas como mineras. Otra cosa que llama la atención de estas axiolitas es la ausencia de la trydimita en los productos del último relleno que siempre ha sido el cuarzo, como se ve muy claro en las axiolitas de la rhyolita gris de Boquillas del Muerto, cerca de Durango (17), que como las rocas de Indé, muestra las playitas de cuarzo secundario cubriendo la cavidad que dejan los extremos fibrosos esferolíticos que tapizan á las cavidades alargadas.

Son mucbo más numerosas las rhyolitas con axiolitas formadas antes de la consolidación completa de la roca y nacidas al mismo tiempo que las esferolitas perfectas; por ejemplo, las de una roca de la margen del río de Santiago, al pie de la Sierra de Alica (15). Al lado de agrupaciones de esferolitas, se observan cintas de materia fibrosa adherida á un magma con materia amorfa y pequeñas partículas alumbradas de cuarzo y feldespato. Los fenocristales que tiene esta roca son el cuarzo en playas corroídas y sin inclusiones, y el sanidino. Algunas partes esferolíticas y el feldespato del magma han sufrido alteraciones metasomáticas importantes como en las rocas propylíticas, tales son por ejemplo la producción de epidota en pequeñas agujas. Un mineral ferromagnésico que no es posible reconocer, se ha transformado en masas radiales de clorita, de epidota y granos de un mineral de intenso color azul, probablemente arfvesonita.

En no pocos casos las formas axiolíticas han tomado nacimiento en las bandas fluidales de la roca, definidas desde luego á la luz natural por los regueros de partículas opacas ferruginosas. La materia muy finamente fibrosa de las axiolitas presenta sus fibras normales á los bordes de las lagunas estiradas, y por lo tanto normales á las bandas de fluidalidad. Algunas formas triangulares y semicirculares distribuídas al acaso, tapizadas de fibras, presumen una división perlítica que acaeció al finalizar el escurrimiento de la roca, pues muchas de estas curvas cortan las bandas de fluidalidad. Lám. VIII, fig. 1. La roca de que hablamos, de magma, bastante vítreo, procede del arroyo de las Canteras, en el Valle de Allende (19), Distrito del mismo nombre en el Estado de Chihuahua, roca porosa de color rojo intenso.

Un aspecto enteramente análogo é idénticas condiciones de formación de las axiolitas, nos da una rhyolita roja de las cumbres entre Texcaltitlán y Temascaltepec (7), en el Estado de México; roca de aspecto de toba que tiene la particularidad de traer grandes pilas exagonales hasta de 2½ centímetros de diámetro de mica ferrífera alterada.

En las mismas muestras se encuentran algunos cuerpos cristalizados que se resuelven en una aglomeración de cristalitos radiantes de feldespato y cuñitas de cuarzo interpuestas. La viva polarización de este mineral contrasta con el color gris de las fibras feldespáticas que han cristalizado á veces con mucha regularidad. El magma amorfo obscuro permite ver con mucha claridad estas axiolitas. Existe también una agregación particular de cristalitos de cuarzo que dan idea desde luego por su aspecto, de las agrupaciones descri-

tas por Iddings en la página 414 de su último estudio del Yellowstone Park.[1] Agujas delgadas de feldespato, muy alargadas según la clinodiagonal, se adhieren por sus extremos; y en posición normal, cristalitos y agujitas muy finas de feldespato con extinción también longitudinal. Algunas agujas se ven macleadas, no pudiendo nosotros comprobar que este macle sea el de Manebach, como en los grupos de cristalitos descritos por Iddings.

Una rhyolita de pasta litoide, de color gris violado, procedente de Comanjillas, en las faldas occidentales de la Sierra de Guanajuato, presenta en su magma un excelente desarrollo axiolítico frecuentemente en la forma de barras bifurcadas con estructura radiante. En el medio de cada una de ellas se ven aglomeraciones de partículas pardas que nadan en la masa de ópalo que forma este relleno. En ciertos lugares, la roca parece formada de partes soldadas, y abundan en ella los nidos tapizados de cuarzo y tridymita con la parte central cubierta de ópalo.

En resumen, en algunas de las formas axiolíticas que acabamos de pasar en revista, se ve que la pasta fibrosa esferolítica sólo forma una cubierta en la cavidad, y que el interior, ó está hueco, ó lleno de playitas de cuarzo y feldespato que hemos considerado como de depósito secundario. Esto parece indicar que la materia fibrosa esferolítica, no cubrió enteramente el espacio que tapiza, ó que habiéndolo cubierto, ha sufrido la masa una recristalización después de una redisolución determinada por la acción de vapores sobrecalentados. También es indudable que en algunos casos, como lo indicamos al principio, la masa cristalina, esencialmente el cuarzo que llena el centro de las cavidades, ha sido traída del exterior por estas mismas aguas que llenaron las cavidades. Fenómenos de esta clase pueden ser en casos semejantes de aplicación más general, pues como tal lo prueban las indicaciones de Bonney[2] y las de Cole,[3] sobre todo este último en su interesante estudio sobre "Lythophyses and Hollow spherulites in alterad rocks."

Litofisas.

Hemos hablado, al hacer la descripción de algunas rhyolitas, de ciertas esferolitas cuyo tejido fibroso no es unido, sino que dichas fibras se individualizan lo bastante para reconocer su naturaleza por sus propiedades cristalográficas. Estas esferolitas son por lo tanto porosas, los espacios que dejan entre sí los cristales microlíticos radiantes, están cubiertos de un delicado tapiz de trydimita, de granos de cuarzo, ó bien quedan cavidades pequeñas. Puede llegar el caso en que la mayor parte de la masa de las esferolitas se substraiga, conservándose solamente las partes más densas ó resistentes, como

1 Iddings.—Monog. XXXII. U. S. Geol. Survey.

2 Nodular felsites in the Bala Group of North Wales. Q. J. G. S.—Vol. XXXVIII.—1882.

3 Q. J. G. S.—Vol. XLVIII, 1892.

algunas de las capas concéntricas que con frecuencia se muestran, y que este residuo, así como las paredes de la roca que envuelve á las esferolitas, se transforme en una aglomeración toscamente radiante de cristales microscópicos. Las esferolitas que han sufrido tan curiosas modificaciones, suficientemente características para una especificación, han sido denominadas por Richthofen[1] *litofisas;* estudiadas por primera vez en Hungría y mencionadas posteriormente por muchos de los que han tenido oportunidad de hacer estudios especiales sobre las rhyolitas, indicando así la relativa grande distribución en las regiones rhyolíticas del globo. Ciertamente que entre las esferolitas comunes y las litofisas perfectas hay diferencias aparentemente muy marcadas, pero entre unas y otras existe la más fina transición; deben de tener un origen análogo como se prueba por el estudio detenido al microsopio y el análisis, que revelan una semejante composición mineralógica y química.

En la producción de las litofisas han concurrido acciones más complexas y prolongadas, pero de la misma índole que en las esferolitas, como lo han demostrado los acabados estudios de J. P. Iddings, á quien se deben los mejores trabajos monográficos sobre esta materia. Él funda la teoría más aceptable de su modo de formación, las particularidades notables de su estructura, la composición mineralógica, etc., especulación que ha sido posible en presencia del excelente material que suministran las obsidianas y las litoiditas de la clásica región del National Park.[2] El número de localidades americanas de rhyolitas con litofisas ha aumentado en estos últimos años. Zirkel las había mencionado ya en sus estudios de las rocas del Paralelo 40; y en Europa, después de la memoria de v. Richthofen sobre las rocas de Hungría publicada en 1860, han seguido los estudios de Szabó, de von Hauer, Roth, etc., y posteriormente los de Cole, Butler, Bonney y otros, la mayor parte con miras algo diversas de las indicadas por Iddings en su estudio ya citado, y que corrobora de alguna manera en su último trabajo sobre las rhyolitas de la misma localidad ya tantas veces mencionada. Con el material colectado por von Humboldt, C. A. Tenne,[3] estudió las litofisas que vienen en las obsidianas del cerro de las Navajas en la Sierra de Pachuca.

Teniendo á la vista este pequeño arsenal bibliográfico, especialmente los estudios de Iddings, nos proponemos estudiar algunas aunque pocas rhyolitas mexicanas con litofisas, sólo de aquellas localidades de las que contamos con buenos ejemplares, pues nunca al número de las que hablamos aquí, se limitan los hallazgos hechos hasta hoy, de litofisas en rocas mexicanas.

1 Studien aus den ungarisch-siebenbürgischen Trachytgebirgen. — Jahrb. K. K. geol. Reichs. Vol. 11, 1860.

2 Obsidian Cliff-Yellowstone Nat. Park. J. P. Iddings Seventh An. Rep. U. S. G. S. 1888 The Nature and Origin of Lithophises and the lamination of acid lavas. Am. Jr. of Sc. Vol. XXXIII, Jan. 1887.

3 C. A. Tenne.—Ueber gesteine des Cerro de las Navajas in Mexico. Zeitschr. Deutsch. Geol. Gesells. Berlin, 1885.

Por la perfección y belleza de las litofisas, las primeras que mencionamos son las de las colinas de Analco en las orillas de la ciudad de Durango (15), que vienen en una rhyolita litoide gris violada, de aspecto poroso por el número de grandes y pequeñas cavidades, elípticas ó circulares, hasta de tres centímetros de diámetro, rodeadas de una auréola blanca cristalina. En el interior se ven una multitud de finas hojitas concéntricas, comparables por su delicadeza á los pétalos de una rosa, y tan frágiles que caen al simple contacto de los dedos. La superficie de tan finas hojas, de color blanco, revela á la simple vista el carácter cristalino, y pronto se descubre que están formadas de una aglomeración de cristalitos blancos, ó transparentes é incoloros; laminitas negras de lustre casi metálico se encuentran adheridas en la superficie de las hojas y las mejor desarrolladas se ven en las cavidades más profundas. La delicadeza de las hojas que componen las litofisas impide hacer preparaciones microscópicas, pero fragmentos pequeños desprendidos de esas hojas nos han permitido estudiar al microscopio ó con una simple lente los minerales que las constituyen; los que por orden de dimensión, son: el cuarzo, en cristales aciculares prismáticos con la transparencia del vidrio, de longitud hasta de tres y cuatro milímetros, terminados en sus dos extremos por el doble romboedro. Estos cristales se agrupan en varios lugares en racimos, y se encuentran preferentemente en el centro de las cavidades de las litofisas, en donde hubo espacio bastante para desarrollarse en el sentido del prisma. Entre las hojas de las litofisas hay cristalitos de cuarzo generalmente de 1 á 2 milímetros, con las caras prismáticas tan poco desarrolladas que á veces desaparecen, quedando solamente la aparente doble pirámide exagonal. Los cristales prismáticos presentan el común crucero muy claro; los cristales piramidales son menos transparentes, y unos y otros tienen numerosas vesículas gaseosas en su interior. Estos cristales no forman propiamente parte de la masa de las hojas, sino que están adheridos en su superficie indicando que se han formado al último. La masa de las hojas consiste de una agregación de partículas cristalinas sin forma regular visible, mezcladas á pequeñas y muy delgadas laminitas de tridymita fácilmente reconocibles por sus contornos ordinarios de seis lados. Contienen muchas burbujas gaseosas. Por último, se distinguen diminutos cristales de feldespato, tan pequeños, que no siempre se puede hacer sobre ellos una buena determinación, pues muchos sólo tienen 0.5 mm. de longitud. Vienen en la forma de tablitas alargadas, cuyas caras de aplastamiento presumimos que son las de la base del prisma, y las alargadas las del clinopinacoide, apareciendo las del prisma como finas truncaduras en los extremos de las tablitas, limitadas por los ortodomas. La forma de estos cristales mucho se asemeja á los de las litofisas descritos por Iddings, pues la hemos comparado con la de los cristalitos desprendidos de las hojitas de las litofisas de una obsidiana del Yellowstone Park, que adquirimos bondadosamente del Museo Nacional de Washington, por intermedio del Prof. Geo P. Merrill. Si existen en las litofisas de Durango, las formas de la adularia, nosotros no lo hemos demostrado con seguridad, aunque he-

mos observado confusamente algunas caritas rómbicas, con la particularidad de tener un lustre nacarado. Contienen las tablitas, como el cuarzo y la tridymita, muchas vesículas gaseosas.

En cuanto á los cristalitos tabulares de 1 á 1.5 milímetros, con lustre metálico, que se encuentran diseminados en las superficies cristalinas de las litofisas, reconocemos las mismas formas de la fayalita de las Navajas y de Obsidian Cliff; es decir, la cara del macropinacoide (100), según la cual están aplastados, limitadas esas caras por las rudimentales del prisma (120), braquipinacoide (010), las de la pirámide y los domas. Las laminitas son enteramente opacas, en raros casos dejan pasar débilmente la luz con un color amarillo. La superficie negra brillante y á veces iridescente, tiene muchos granitos cristalinos adheridos y aun cristalitos prismáticos de cuarzo. Como se ve, la composición y estructura de nuestras litofisas de Durango conviene exactamente con las de Obsidian Cliff.

La roca litoide violada acribillada de las litofisas, presenta al microscopio un magma vítreo con finas triquitas opacas en forma de agujas con marcado alineamiento fluidal. En este magma vítreo se ven distribuídas partículas cristalinas que polarizan débilmente. Partes hay de magma criptomicrocristalino con rosetas y manchas irregulares fuertemente alumbradas que tienen la estructura micropoikilítica. El cuarzo es el constituyente principal, de aspecto esponjoso. Parece haber adquirido esa forma particular al mismo tiempo que las litofisas, con las que está en íntima conexión, como lo habremos de estudiar adelante especialmente.

En nuestro primer estudio (Bol. núm. 14) hemos hablado de la grande extensión que ocupan las rhyolitas en el Bajío y en las comarcas vecinas en los Estados de Querétaro y Guanajuato (4, 8). También hemos dicho que en la parte superior de muchas corrientes, estas lavas son ampollosas, con cavidades alargadas que siguen las bandas de escurrimiento y con espacios esféricos tapizados ó llenos de películas cristalinas, que son por lo tanto litofisas de aspecto, color y estructura enteramente igual á las de Durango. Las rocas del Distrito de San Juan del Río, en la región de Tequixquiápam (4), son las que suministran mejores ejemplares, especialmente en la parte superior de las corrientes, pero tienen la particularidad de haber sido cubiertas y en parte destruídas las litofisas, por un depósito concrecionado de ópalo fino, de ópalo rojo de fuego, de hialita y de calcedonia.

La explotación del ópalo fino en aquella localidad que ha dado los ópalos más renombrados de México, nos ha permitido obtener un excelente material muy fresco en donde seguir muy de cerca el modo según el cual se ha verificado el depósito de la sílice hidratada.

La simple inspección de las muestras da inmediatamente la convicción de que tal depósito ha tenido lugar mucho tiempo después de la completa consolidación de la roca y por el curso lento de aguas calientes conteniendo la sílice en disolución, que no sólo cubrió de ópalo las cavidades de la roca, sino que ha penetrado en su masa transformándola en partes hasta en verda-

dero semi-ópalo. En efecto; las lavas son generalmente de color rojo claro, violado ó pardas; presentan á la simple vista una superficie compacta y unida, unas veces mate, otras ligeramente brillante y lisa como la porcelana, y en ambos casos litoidica. Se encuentran también rocas que conservan la textura propia, con algunos fenocristales de cuarzo y feldespato y un mineral ferromagnésico muy alterado.

El carácter común de todas estas lavas es la estructura de escurrimiento, reconocida por las bandas delgadas y sinuosas, de color que varía del blanco al pardo obscuro. Siguiendo las sinuosidades de las bandas, hay series de cavidades de tamaños que varían desde 5 cm. hasta pequeñas hoquedades circulares y líneas de juntura de un milímetro ó menos de abertura. Para muchas de estas cavidades, sobre todo las de mediana dimensión, se palpa su origen esferolítico, es decir, que muchas de ellas son verdaderas litofisas ó esferolitas ahuecadas. En efecto; las cavidades se aproximan á la forma esférica; su interior está algunas veces cubierto de una serie de hojitas concéntricas; pero en lugar de presentar cada hojita una superficie de finos y delicados cristalitos aglomerados, esas hojitas, aunque delgadas, son más resistentes, su superficie aunque desigual no es cristalina, sino cubierta de una delgada y casi uniforme costra de ópalo blanco ó de hialita, esta última botroidal ó arriñonada y de color blanco sucio. A veces las cavidades de las litofisas no presentan las hojas sucesivas y concéntricas, la cavidad esférica está hueca, vacía, con las paredes cubiertas de la sílice hidratada en capitas muy finas concrecionadas y fuertemente adheridas. Algunas veces la costra pegada á la pared de la cavidad, envuelve á un nódulo de ópalo ó de calcedonia llenándola completamente, pero con la superficie mate desigual como con la impresión de otros esférulos, y enteramente semejante á esos cocos de calcedonia que se encuentran aislados en las arenas de los ríos. Muchos cocos de ópalo muy fino se han encontrado en estas cavidades, sirviéndoles de envoltura el ópalo amarillo de miel, el ópalo de fuego ó el ópalo blanco también con visos. El ópalo noble no sólo viene en las cavidades de las litofisas, viene con frecuencia en venillas y en masas irregulares que siguen las sinuosidades de las bandas fluidales de las rocas, sobre todo en aquellas cuyo magma está más impregnado de sílice. En ciertos planos de separación de la roca, en grietas quizá formadas por la contracción al enfriarse, hemos visto el ópalo de fuego embutido en una masa algo arcillosa y de hidrofana blanco lechosa. Un semi-ópalo rojo y el ópalo amarillo son los que se encuentran en más abundancia; y el rojo de fuego, es igual al de Zimapam. El ópalo noble y el ópalo blanco tienen la tendencia á separarse en capitas muy delgadas curvas y concéntricas, propiedad perjudicial á los lapidarios que les obliga á reducir mucho el tamaño de las piezas pulidas. Los ópalos finos que rellenan las litofisas tienen en más alto grado la propiedad de esfoliarse.

En fragmentos que tienen á la vez el ópalo y la roca en la que se depositó, se observa que el ópalo ha producido una disolución de partes del magma de dicha roca. El ópalo aparece inyectado en la masa, envolviendo como residuo,

á una materia ferruginosa en curiosas arborizaciones que se distinguen como inclusiones al través de la masa transparente del ópalo. Tal residuo representa las partículas opacas ó granulaciones del magma de estas lavas. También procede de la alteración de minerales ferromagnésicos primarios de la roca, como la hornblenda, que suele verse en cristales muy alterados pero conservando su forma prismática ó la sección exagonal de los cortes según la base. Envueltos por el ópalo se ven también grupos de agujas de rutilo empañadas, y cristalitos de cuarzo; y cuando la costra de sílice no es gruesa, estas agujas y cristalitos sobresalen, cubiertas de una delgada película de calcedonia ó de ópalo. Partes del magma criptocristalino no atacadas y con su propio color, existen también en la masa del ópalo y también en arborizaciones. Las preparaciones hechas, de las diferentes variedades de ópalo de las rhyolitas de Tequixquiápam,[1] muestran bajo el microscopio una absoluta semejanza entre sí. Son enteramente obscuros á la luz polarizada, rarísimos puntos al acaso dejan pasar la luz. Si es á la luz natural, aparecen incoloros, amarillentos ó anaranjados, según la variedad que se examine, con una superficie rugosa ó granulada. Las preparaciones vistas con lentes de mayor potencia, se resuelven en una red de muy finas partiduras ligeramente arredondeadas ó de contornos poligonales. Ni inclusiones ni cavidades gaseosas pueden reconocerse, y las finas partiduras se observan tanto en el ópalo muy fino, de brillantes visos coloridos, como en el ópalo de fuego, aunque en el primero son casi siempre más acentuadas y más finas. Si esa especie de laminación es un carácter común para todas las variedades del ópalo, no es sin duda la que da nacimiento á los visos del ópalo noble. Al atribuir Behrens tal fenómeno á una laminación, ésta deberá ser submicroscópica. Las partiduras suelen dejar un espacio hueco indudablemente lleno de algún gas.

Volvamos ahora al estudio de las cavidades de las litofisas y observemos aquellas que aun conservan las hojas petaloides en su interior. En muchas se advierte al microscopio una delgada película de sílice que no hace perder el aspecto cristalino de las hojas, pero vistas con aumentos poderosos, aparecen los pequeños cristales y la masa en general cristalina, cubierta de aglomeraciones arriñonadas ó botroidales de pequeñísimos glóbulos de ópalo hialita. Los cristales de cuarzo bipiramidales originalmente hialinos y transparentes, se empañan con este depósito, lo mismo que las laminitas exagonales de tridymita, que rotas y en los cantos muestran la capita de concreción. A despecho de la pequeñez de los cristales hemos podido ver también claras pseudomórfosis, sustitución de las laminitas de feldespato por hialita ó calcedonia. De la superficie así cubierta de las hojitas de las litofisas, sobresalen algunas veces alambritos de rutilo encorvados, cubiertos de hialita ó de una costrita de óxido de fierro.

1 Una descripción sucinta de los ópalos de Querétaro, se encuentra en "La Naturaleza," Tom. II, 1873.—M. Bárcena, "Los Opalos de México," y Dr. Burkart, "Ueber neue mexicanische Fundorte einiger Mineralien.—Neues Jahrbuch-Stuttgart, 1874.

Este es el aspecto general de las litofisas con concreciones, de todas las localidades opalíferas de Tequixquiapam y Cadereyta, especialmente de la Trinidad y de la hacienda de la Esperanza. Ocasionalmente en estos mismos puntos, encontramos litofisas más frescas y en las que se pueden estudiar mejor el carácter y naturaleza de las cubiertas cristalinas. Por ejemplo, en la región de la Trinidad, encontramos rocas con litofisas concrecionadas por ópalo, y en el mismo ejemplar partes con litofisas bien conservadas cubiertas de un finísimo tapiz cristalino y blanco como la azúcar, ó de un delicado color de rosa pálido. Los cristalitos tienen generalmente un tercio de milímetro de tamaño y es muy difícil precisar su forma cristalina por estar muy aglomerados. Sin embargo, entre esos diminutos cristalitos, reconocemos desde luego las laminitas de tridymita agrupadas, á veces formando el característico gemelo de tres individuos penetrados, el feldespato en tablitas transparentes como la tridymita, pero de forma rectangular con las esquinas truncadas, como la de los cristalitos de las litofisas de Obsidian Cliff (Iddings y Penfield); es decir, el desarrollo de la cara de la base según la cual están tabulados los cristales, limitada por los clinopinacoides y el prisma. No hemos podido precisar la existencia de los domas y por lo tanto si hay ó no el macle de Manebach. Suelen encontrarse en estas litofisas, aunque raras veces, las tablitas de fayalita, de lustre algo metálico y de color negro, con la forma común ya descrita, en otras litofisas.

Algunas rocas de la Trinidad son particularmente interesantes por la transparencia, tamaño y forma cristalina del cuarzo que viene en las cavidades, las que unas son esferolitas huecas con delicadas láminas petaloides, y otras cavidades irregulares de la misma época y modo de formación.

En estos espacios huecos se puede ver la cubierta secundaria del ópalo, la que no reviste sino parte de la cavidad; en el resto se encuentran partículas y masas arriñonadas de hialita, tan clara y transparente como el agua, en largas fibritas formadas de un rosario de glóbulos; ni la tridymita ni el feldespato pudimos observar, pero en cambio bellísimos cristalitos de cuarzo de un color ligeramente rosado, muy transparentes, de 1 mm. de longitud, con las formas raras del cuarzo descrito por Iddings y Penfield, de las cavidades y litofisas de las rhyolitas de Glade Creek.[1] En efecto, nuestros cristalitos tienen la pirámide terminal aguda formada por los dos romboedros (r y z), los romboedros más agudos (j y σ), y entre éstos las caras trapezoidales (N. L) angostas y apenas perceptibles. Hemos visto asociados á éstos, cristalitos mucho más pequeños, aciculares, con la combinación simple del doble romboedro y el prisma.

La fayalita es muy rara, en las cavidades con estos cristales de cuarzo; encontrando allí, con relativa abundancia, agujitas muy delgadas, opacas, ferruginosas, y un mineral oxidado, ó mejor, como enmohecido, sin forma cristalina

1 The minerals in hollow spherulites of rhyolite from Glade Creek, Wyoming. Am. Jr. of Sc. Vol. XLII, July 1891.

precisa ó cubiertas de una costra de hialita. Este mineral así alterado es probablemente la hornblenda, la misma que contiene la roca en fenocristales.

Aún más interesantes son las rhyolitas grises con abundantes fenocristales y con litofisas de las colinas que se hallan en el centro del valle de Tequixquiápam, no lejos y al E. de la hacienda de Santillán, en donde se ve parte de una corriente de rhyolita con estructura imperfectamente columnar, en cuyos pequeños acantilados se observa que las cavidades de las rocas y las esferolitas huecas son muy numerosas en la parte superior de la corriente. Las simples cavidades no esferolíticas son más numerosas que éstas, pero están unas y otras tapizadas de finos cristales tabulares muy transparentes, reconocibles con la lente, pues tienen un milímetro y á veces un poco más de longitud. Sobresaliendo de este tapiz cristalino se perciben inmediatamente cristales hasta de cinco milímetros de longitud, de cuarzo de color rosado, que pasa hasta el color de la ametista y en los que se reconocen fácilmente las caras estriadas del prisma (m), la pirámide aguda de los romboedros (j $^{\sigma}$) y el apuntamiento terminal de los romboedros (r y z). Estos cristales son muy transparentes y parecen desprovistos de inclusiones.

En el fino tapiz cristalino que reviste las cavidades encontramos la siguiente asociación: cristalitos muy delgados y alargados de cuarzo, incoloros, (con numerosas cavidades gaseosas) en grupos radiantes al lado de los cristales de ametista ya mencionados; numerosas tablitas de feldespato, de forma rómbica ó alargadas, incoloras y también con inclusiones. Las caras de aplastamiento son las del clinopinacoide (010), limitado por la traza de la cara de la base (001) del prisma, muy alargada, la traza del ortopinacoide y el ortodoma (001 $\wedge$ 101=50°50′ aproximadamente). Como se ve, esta forma difiere de la que tienen las tablitas feldespáticas de las litofisas de Obsidian Cliff, con las que no pueden confundirse por mostrar éstas una simetría aparente producida por la traza de las caras prismáticas que limitan á la de la base del prisma, según la cual se hace el aplastamiento.

Laminitas de tridymita también existen y se confunden fácilmente con las de feldespato. Tienen siempre unas y otras cavidades gaseosas.

Pequeñitos granos cristalinos opacos de color negro, metálicos, se ven diseminados en la superficie blanca y cristalina de las cavidades. Presumimos que tales granitos son de magnetita, aunque no ha sido posible determinar claramente la forma cristalina.

Es curioso que en estas cavidades y litofisas de Santillán, no haya sido posible encontrar sino muy raras veces y en muy pequeñas láminas, la fayalita. Como se habrá comprendido ya, en las litofisas y cavidades de las rocas de las lomas de Santillán, no existe el depósito secundario de ópalo que tanto dificultó en otros lugares de Tequixquiapam la determinación de los minerales cristalizados.

La misma asociación y distribución tienen los revestimientos cristalinos de las litofisas y cavidades de las rhyolitas que forman las colinas inmediatas á la ciudad de Cadereyta, puesto que estas rocas son de la misma edad y algu-

nas han formado parte de las mismas corrientes rhyolíticas de Tequixquiapam, en vista de su proximidad.

Sólo nos falta dar alguna idea sobre el aspecto general de las rocas que contienen las litofisas de la región de que acabamos de hablar.

Aquellas rocas que contienen ópalos, son frecuentemente litoidicas, con marcada estructura de escurrimiento, resolviéndose al microscopio en un magma esferolítico, con esferolitas de cruz negra rodeadas por un magma criptocristalino, en el cual se ha desarrollado secundariamente abundante cuarzo en la forma micropoikilítica. Grandes playas de cuarzo empastan á delicados cristales microlíticos de feldespato en la forma de tablitas como las que traen las litofisas. Un ejemplo de esta cristalización del feldespato en el cuarzo se muestra en la figura 2 de la lámina VIII. Estos pequeños cristales se supone que han sido formados ampliamente, primero en una cavidad que bien pudo ser una litofisa, llenada posteriormente por el cuarzo, que no ha producido sobre los cristalitos existentes ninguna corrosión. Este cuarzo muestra muchas veces la forma regular de las secciones de sus cristales. Los espacios que quedaron entre esos cristales están por último cubiertos de ópalo de color amarillo á la luz natural, enteramente obscuro en los nicols cruzados, pues no muestra ningún fenómeno á la luz polarizada que dependa de un estado de tensión. Excelentes secciones de sanidino primario se ven desparramadas en la masa de la roca, las que están desarrolladas como los cristales de las litofisas de que hablamos en la página anterior. Laminitas de biotita alterada se encuentran raras veces.

De las rocas con litofisas, como se comprende, no se conservan en las láminas más que aquellas cavidades bien tapizadas de cuarzo y ópalo con los cristalitos originales de las litofisas empastados por el cuarzo ó por el ópalo. También se descubren algunas esferolitas esponjosas que muestran la agrupación radial de los cristales microlíticos que las componen y el tapiz de tridymita que cubre los intersticios.

En algunos ejemplares de la Trinidad y de Cadereyta, el magma criptocristalino casi desaparece, mostrando puramente un magma esferolítico con glóbulos de color amarillo á la luz natural y compuestos de fibras radiantes y con la cruz negra á la luz polarizada, lo que da la apariencia de una red á causa de que los brazos de la cruz de cada esferolita se tocan mutuamente. Las esferolitas al tocarse muestran una sección poligonal. Una idea del tapiz esferolítico se da en la figura 2 lámina VII. Este mismo aspecto tiene el magma de las rocas con litofisas de cerca del pueblo de Bernal, en las que el depósito secundario de sílice que cubre sus intersticios, en lugar de ser ópalo, es de calcedonia con su aspecto fibroso radiante característico.

Muy interesante nos parece al microscopio la roca gris con cavidades y litofisas de la loma de Santillán, porque en ella se pueden percibir las modificaciones que experimentan las esferolitas para transformarse en propias litofisas. El magma esferolítico, con glóbulos de 1 hasta 4 milímetros, se ve sembrado por todas partes de lagunas muy alumbradas de secciones de cristales

idiomórficos de cuarzo ó de playas irregulares, algunas con numerosas burbujas gaseosas y con numerosas tablitas de feldespato incluídas, las que parten casi siempre de los extremos de los rayos de las esferolitas inmediatas que limitan las playas de cuarzo. Tales esferolitas, de núcleo finamente fibroso y de cruz negra, se van resolviendo poco á poco hacia la periferia en aglomeración de tablitas feldespáticas que á veces aparecen sobrepuestas unas á otras, y ya desprendidas de la masa de las esferolitas, aparecen nadando en el cuarzo. Al mismo tiempo la materia opaca, las granulaciones finas, radiantes ó no, de las esferolitas, se aglomeran y forman granos más grandes que se aislan entre los intersticios de las tablitas de feldespato. Pedazos de tablitas de fayalita se ven yacer también dentro del cuarzo. Los cristalitos de feldespato tienen, como el cuarzo que los aloja, burbujas gaseosas.

De lo anterior se desprende, que ciertas partes esferolíticas modificadas por las acciones ya señaladas que determinaron la producción de pequeños cristales desarrollados libremente en las cavidades (litofisas), fueron posteriormente llenadas por el cuarzo que debió cristalizar lentamente de una solución acuosa sin producir ningún ataque á los cristalitos feldespáticos. Ni en el núcleo ni en los bordes de estas esferolitas podemos encontrar la tridymita. El cuarzo en grandes playas que llena las cavidades, es posterior á la consolidación de la roca, una verdadera silicificación producida antes que el depósito del ópalo, que cubre en definitiva los intersticios. Es probable que la sílice disuelta en las aguas, no sólo provendría del exterior, sino también haya sido tomada de las esferolitas y redepositada inmediatamente en las oquedades vecinas. Como del núcleo fibroso de las esferolitas á las tablitas sobrepuestas feldespáticas del borde, hay muy fina transición, es seguro, al menos para cierta variedad de esferolitas, que la sobreposición de tablitas bien desarrolladas de feldespato con interposición regular de granos de cuarzo, sea la verdadera estructura original, resultando así la apariencia fibrosa y la complicación y dificultad en las determinaciones ópticas de los minerales.

Ya dijimos que no sólo en la región de Cadereyta y Tequixquiápam abundan las rhyolitas con litofisas como las que acabamos de describir, las litofisas existen en todas las lavas ácidas del Bajío, ó sea en las corrientes superiores de la extensa área comprendida entre Cadereyta y la ciudad de León, (3), en la Encarnación y en los lomeríos del Sur de Aguascalientes. No nos ocupamos con toda especialidad de nuevos puntos de esta región, porque los caracteres de las litofisas, asociación y naturaleza de los minerales, es semejante; siendo de sentirse que algunas veces la alteración superficial de las rocas tiñe de rojo la cubierta cristalina de las litofisas, destruye los cristalitos, las delicadas hojas de las cavidades caen, y se aprecian menos sus caracteres comunes. Esto pasa, por ejemplo, con las litofisas de las rocas del cerro del Calvario, cerca de León (8), que vienen en una rhyolita compacta pardo-rojiza, de pasta litoide con fenocristales de cuarzo y feldespato. Las cavidades más ó menos esféricas de las litofisas, sólo se ven con una superficie cariada y á veces en el interior existe un núcleo ó un cuerpo esférico compuesto de

cristalitos bien formados radiantes de cuarzo, tablitas de feldespato y laminitas de tridymita. Suelen conservarse algunas tablitas de fayalita, granitos octaédricos muy pequeños de magnetita y un mineral oxidado no determinable. Al microscopio y en lámina delgada, la roca es muy interesante, pues que el magma vítreo que en ella domina presenta en partes la estructura peculiar eutaxítica[1] tan frecuente en las rhyolitas[2] de muchas localidades americanas.

Con esta masa vítrea alternan bandas de esferolitas, algunas ahuecadas con tapiz de cristalitos de feldespato, de tridymita y con relativa abundancia laminitas de fayalita, la que suele presentarse también en más pequeñas secciones en el resto del magma como en las litoiditas ú obsidianas de otras localidades.

Excelentes rhyolitas rojo-violadas con litofisas se encuentran en los estribos de la Sierra de Guanajuato (8), particularmente en las lomas del Bajío inmediatas á la hacienda de Chichimequillas. Se caracterizan por la delicadeza de las hojas que tapizan á las cavidades y por la claridad y perfección de la forma de los pequeños cristales de cuarzo, de tridymita y sobre todo de feldespato, los que tienen la forma ya descrita; esto es, en tablitas según la cara (010), con desarrollo de las aristas de la base, el ortodoma y ortopinacoide; pocos granos opacos se distinguen, y más raras veces las laminitas de fayalita. La roca lleva fenocristales pequeños de feldespato con reflejo azul, de los que nos ocuparemos más adelante, y el magma al microscopio muestra el aspecto normal de una pasta con poco desarrollo cristalino, en la que las esferolitas, todas de grandes dimensiones, han sufrido casi en su totalidad la modificación característica de las litofisas. Algunas cavidades muestran en el interior, como en la roca de León, un cuerpo esférico con la estructura cristalina y radiante.

Así podríamos enumerar nuevas localidades de rhyolitas con litofisas y repetir á cada paso lo que ya hemos dicho tanto en cuanto á la naturaleza y forma de los minerales como en el aspecto y estructura de la roca que las contiene. Las rocas de las pequeñas áreas rhyolíticas del Este del país, algunas llevan litofisas, como las que tienen ópalos de cerca de Zimapam y Zacualtipam en Hidalgo, las de Huayacocotla en Veracruz (3), las del cerro del Huisteco igualmente en Tasco; por último, en muchos puntos de la Sierra Madre occidental.

Vamos á tratar, por último, de las litofisas de las Navajas que vienen en dos rocas distintas y formadas en condiciones diferentes. Unas se hallan en las litoiditas, las otras en las obsidianas. Aunque las litofisas de estas últimas han sido descritas en 1876,[3] nos permitimos aquí señalar algunas particularidades que en algo completan aquella buena descripción.

En la base de la Peña del Jacal, en las faldas del cerro de las Navajas, en

1 Véase más adelante la descripción de las rocas con estructura eutaxítica.

2 Buenos ejemplares, figura Iddings, de las rocas del Yellowstone Park. Monog. XXXII, 1899.

3 Tenne.—Op. cit.

las montañas inmediatas á la hacienda del Guajolote, y en muchos otros lugares de esa parte de la Sierra de Pachuca, se encuentra la obsidiana en la forma de grandes bolas y en pedazos envueltos por una costra blanco–amarillenta de una especie de toba y de una litoidita que se separa en hojas muy delgadas con bandas alternantes de hileras de esferolitas. Este modo de presentarse de la obsidiana, en bolas, con envoltura de tobas, es frecuente en algunas localidades extranjeras, por ejemplo, en Mono Lake, Cal; las obsidianas muy límpidas de Grass Cañon, Nev., etc., E. U. Las de las islas Lipari vienen íntimamente ligadas á la pómez.

Las capitas que forman conchas concéntricas alrededor de las bolas de obsidiana de las Navajas, alternan algunas veces con capitas de obsidiana descolorida, en cuya superficie se ven las impresiones esféricas que han dejado las esferolitas aglomeradas de las capitas que las cubren. Observadas con la lente las capitas, se ve que no están fuertemente adheridas las unas á las otras, sino que hojitas muy delicadas de superficie áspera, fibras y esferolitas huecas las ligan entre sí, mostrando por lo tanto la característica estructura de las litofisas. La laminación de la roca no se interrumpe con las esferolitas huecas, indicando que éstas se han formado posteriormente al escurrimiento de la roca. La obsidiana descolorida se ve en el interior de la parte porosa, no como capitas regulares, sino más bien como una trama ó tejido, que por su resistencia de vidrio, se conserva aún en laminitas muy delgadas. La litoidita porosa esferolítica no es más que una variedad de la litoidita maciza muy laminada y con el color gris azulado de todas las corrientes de las Navajas, la que ha sufrido, como la obsidiana, una avanzada desvitrificación, como acertadamente lo ha dicho Tenne. El tejido de obsidiana en las muestras más cargadas de litofisas, aparece entonces como un simple residuo.

El núcleo interior de las grandes bolas está constituído por la obsidiana pura, sin esferolitas y sin otra segregación que las finas triquitas y las vesículas gaseosas que son características de estas rocas vítreas. Entre la costra blanca en delgadas capitas y el núcleo de obsidiana, hay una parte intermedia, constituída de obsidiana muy cargada de esferolitas macizas y huecas (litofisas) que se destacan claramente por su color blanco–amarillento, de la masa negro–verdosa de la obsidiana.

Las masas generalmente arredondeadas de obsidiana que se encuentran por todas partes en la superficie del terreno, no conservan, como es natural, la envoltura de toba y litoidita; es preciso verlas en las antiguas excavaciones hechas por los indios para extraer el vidrio con el que fabricaron sus numerosos implementos, lugares conocidos de todos los viajeros que recorren la Sierra de Pachuca.

En cuanto á los glóbulos blanco–amarillentos esferolíticos contenidos en la masa de la obsidiana, son compactos, porosos ó huecos, con la superficie áspera terrosa. Vistos en cortes muestran la estructura radiante no muy clara y sí muy marcada una tendencia á dividirse en capitas concéntricas que marcan distintos grados de compacidad de la masa esferolítiea. Las conchitas con-

céntricas se separan algunas veces con facilidad, y cuando hay espacios huecos entre ellas, se ven los finos cristales de las litofisas. Como en Obsidian Cliff, entre la masa de la obsidiana y las litofisas hay la más completa separación, pues cuando un glóbulo se desprende ó se separan las hojitas de las litofisas, queda limpio el hueco con la impresión del lugar que ocupaba la esferolita en la masa de la obsidiana.

Los glóbulos esferolíticos y las litofisas de las Navajas, no son de grandes dimensiones pues generalmente tienen de tres á cinco mm. de diámetro, encontrándose raras veces hasta de 1 cm.

Por la descripción que antecede, de la forma y aspecto de las esferolitas y litofisas de las Navajas, al menos de los ejemplares que hemos podido recoger en aquella localidad, se ve que tienen una grande semejanza con las de las islas Lipari, especialmente con las de Forchia Vecchia, como parece de la concisa descripción de Iddings y Penfield.[1] En efecto, muchos de nuestros glóbulos esferolíticos se muestran compuestos de unas costras más ó menos cristalinas adheridas á las paredes de la cavidad en la obsidiana, separadas por un espacio vacío ó con delgadas hojas y un núcleo ó glóbulo esferolítico en el centro. Cuando este glóbulo se exfolia y se multiplican las capitas de la parte que se adhiere á la roca, aparecen entonces como litofisas verdaderas. Estudiados al microscopio los núcleos, se ven, como los de la obsidiana de Lipari, constituídos de una masa fibrosa y cristales aciculares radiantes y no radiantes de feldespato y laminitas y gemelos de tridymita.

A medida que el esférulo es más poroso, las fibras radiantes se resuelven en numerosos cristales, mostrándose así todos los pasos de esferolitas á litofisas. Cuando tales glóbulos han estado expuestos mucho tiempo á la intemperie, como sucede en muchos puntos de las faldas de los cerros del Oyamel y de las Navajas, el material que tapiza las cavidades de las litofisas, muestra en partes un aspecto terroso y aun parece que no han tenido un desarrollo cristalino original muy avanzado. Es muy posible que esta alteración reconozca una causa semejante á la que ha modificado las litofisas de las obsidianas de Lipari, que para Grenville Cole[2] sería un ataqne de vapores y de aguas calientes posterior á la desvitrificación original.

El estudio microscópico de la toba blanco–amarillenta revela la existencia de un producto blanco vítreo, en fibras que tienen la franca estructura de la pómez, igual al que resulta de la calcinación de una obsidiana en una mufla. Entre las fibras de pómez, ó en las masas de vidrio con numerosas ampollas aglomeradas perlíticamente, encontramos partes de esferolitas huecas con pedacitos de hojitas de tridymita y de feldespato mezcladas á las partículas de vidrio. En las partes más compactas se ven las esferolitas formadas de cristales individuales de feldespato, con laminitas de tridy-

1 Fayalite on the Obsidian of Lipari. Am. Jr. of Sc. Vol. XL, July 1890.

2 On lithophyses and hollow spherulites in altered rocks.—Q. J. G. S. Aug. 1892, Vol. XLVIII.

mita intercaladas y la litoidita, completamente desvitrificada, transformada en una aglomeración imperfectamente radiante de cristales microlíticos de feldespato, aspecto que se observa también en las capitas de litoidita intercaladas en la obsidiana negra. La película blanca adherida al vidrio en las cavidades esferolíticas parece estar formada en buena parte, de fibras cristalinas no aún disociadas y partículas de vidrio aglomeradas como en las costras ya mencionadas. Partículas cristalinas sin forma definida aparente forman la superficie rugosa de muchos de los glóbulos que llenan la cavidad esferolítica y que se ligan á veces con la costrita exterior por tenues fibras transparentes. Cuando se parten los glóbulos esferolíticos, se ve en el centro una cavidad rodeada de un tapiz de cristalitos muy frescos de feldespato, laminitas y gemelos de tridymita muy tenues, agujitas de color pardo y excelentes laminitas amarillas y transparentes de fayalita. Aquellas litofisas expuestas á la intemperie muestran la influencia de la alteración, los cristalitos no son transparentes sino blancos, amarillentos y opacos, á veces envueltos por una película de óxido de fierro. En las litofisas de mayores dimensiones se encuentran, además de laminitas de tridymita, el feldespato en tablitas aplanadas según la cara de la base y limitadas por el clinopinacoide, el prisma y un ortodoma. No escasea entre estas tablitas el macle de Manebach[1] que deja ver á veces muy clara la canaladura entre las caras muy alargadas b b'.

Por lo que dejamos expuesto se habrá notado que el estudio de las litofisas mexicanas no encierra ninguna novedad ni nada que pueda añadirse á las investigaciones ya hechas sobre esta materia en el Norte, solamente hay que notar las formas un poco diferentes de las tablitas de feldespato de algunas litofisas de Tequixquiapam y la frecuente destrucción de dichas litofisas por aguas silizosas de circulación, que han llenado las cavidades de ópalo, y han producido en raros casos pseudomórfosis. Estamos por el contrario convencidos de la identidad de aspecto, estructura y composición de las litofisas de todas partes (Estados Unidos, México, Islas Lipari, etc.), y las de la Gran Bretaña, como lo muestra Mr. John Parkinson en una reciente comunicación á la Sociedad Geológica de Londres.[2]

Asimismo se habrá comprendido que nuestras ideas sobre el origen y modo de formación de las litofisas, no se apartan de las propuestas por Iddings, y que nuestras descripciones, especialmente las de las litofisas de las Navajas, vienen de alguna manera á dar un fuerte apoyo á la teoría desarrollada por aquel sabio americano. Si se da como causa de producción de las esferolitas, la deliberación por efecto de la temperatura, del vapor de agua absorbido por el magma rhyolítico fundido, se debe de admitir que este vapor sobrecalentado, reaccionando sobre la masa esferolítica, produce las litofisas, pues la identidad de éstas con aquéllas está fuera de duda. Las litofisas no son

1 Iddings.—Seventh. An. Rep. pág. 267.

2 The hollow spherulites of the Yellowstone and Great Britain. Geol. Mag. Vol. VIII, May 1901.

más que esqueletos de esferolitas, la materia substraída de ellas se regenera en parte bien pronto, revistiendo formas cristalinas más perfectas de los mismos minerales constitutivos de las esferolitas, pues que persiste casi la misma composición química. Esta identidad de composición revela, pues, que el único agente posible de transformación ha sido el vapor de agua, como se comprueba también por experimentos de fusiones ígneo–acuosas. Para demostrar que el agente por excelencia es el vapor desprendido, Iddings funde un pedazo de obsidiana, éste se infla primero, se forman numerosas cavidades y acaba por transformarse en la pómez. Igual experimento repetimos nosotros con un pedazo de obsidiana sometido al calor de una mufla. De este modo conseguimos obtener una masa casi pumítica en fibras y partículas agregadas, como la que cubre las bolas de obsidiana de las Navajas. Menos tiempo en el calor de la mufla, un fragmento de obsidiana enteramente pura, sin ningunas inclusiones, se transformó en una masa descolorida con multitud de grandes vesículas huecas exactamente igual á la obsidiana esferolítica natural á la que se le hubieran arrancado los glóbulos esferolíticos y el tapiz cristalino de las litofisas. Obtenidas así las cavidades, queda sólo por demostrar la producción del material cristalino que las llena, para lo cual Iddings, fundándose en la igualdad de composición química de la obsidiana y de las litofisas y en la naturaleza de los minerales cristalizados enclavados en estas últimas, invoca las experiencias sintéticas, concediendo especial interés á las de Daubré y que menciona en las páginas 279–283 de su libro sobre Obsidian Cliff. Ahora, la formación de las esferolitas debe de considerarse como un fenómeno de desvitrificación, verificado de preferencia al rededor de un punto, tal como una cristalita, un grano, etc., cuando se verifica el desprendimiento del agua, y que tiene lugar durante el enfriamiento; entonces un magma más ó menos vítreo, pasa á silicatos anhidros bien definidos[1] en vía de cristalización. Aquellos vapores reaccionando, determinan en definitiva la cristalización muy perfecta de los minerales de las litofisas.

Antes de dar por terminado lo relativo á las litofisas mexicanas, vamos á considerar las rocas esferolíticas alteradas procedentes de la base de una corriente de litoiditas azuladas de cerca de la Peña del Jacal, en cuya masa blanca ó descolorida y terrosa se ven cavidades esféricas ó irregulares y esferolitas de grandes dimensiones, muy fibrosas, esponjosas ó ahuecadas, tapizadas generalmente de una materia terrosa blanca y de pequeños y numerosos cristalitos. Al hablar de estas rocas en nuestro primer estudio,[2] que supusimos inmediatas á un centro de erupción, emitimos la idea, fundándonos en la alteración de las mismas rocas, que estas cavidades y las de las esferolitas, no contenían en abundancia minerales cristalizados, y que habían sido producidas después de la consolidación de la lava por la corrosión engendrada por

1 J. Johnston-Lavis—Note on the Litophyses on Obsidian of the Roche Rosse, Lipari.—Geol. Mag., Vol. IX, 1892.

2 Primera parte, pág. 38.

vapores y gases de las fumarolas.[1] A la verdad, después de un estudio minucioso sobre muchos ejemplares de esa localidad, hemos podido confirmar aquella opinión por más que sea bastante difícil explicarse, cómo puede haber absoluta identidad entre productos formados antes y después de la consolidación de las lavas, pues nos hemos afiliado del lado de los que creen que las litofisas nacen antes de la completa consolidación. Sin embargo, este caso particular no es único, y no se opone completamente á la teoría hoy más aceptada.

El color de las rocas de que hablamos es el blanco, con cintas ó bandas muy sinuosas de escurrimiento y manchas de color gris; la parte blanca es de apariencia terrosa, las bandas y manchas grises, de superficie unida y compactas, recuerda la litoidita azulada original, aunque más silizosa. Las grandes cavidades están llenas de un producto arcilloso muy fino, blanco ó teñido en partes de amarillo por óxidos ferruginosos. La arcilla y el fierro proceden de las aguas de circulación.

Las manchas grises y blancas se asocian á veces como partes de una brecha, pero lo más general es que alternen en bandas muy sinuosas como resultado de un escurrimiento y en las que secciones circulares compactas ó porosas, también blancas, como cortes de esferolitas, se interponen desviando en apariencia el curso de la materia fluidal, fenómeno que sólo parece resultar de la descoloración que sufre la masa gris en el cuerpo mismo del esférulo blanco, pues en la superficie de algunas esferolitas completas pueden seguirse los surcos de fluidalidad á través de la masa de la esferolita. Las secciones circulares blancas son á veces compactas, otras veces porosas ó esponjosas; en su medio ó en los bordes se muestra la estructura radial fibrosa y en conchas concéntricas blancas, grises ó blanco-agrisadas. El núcleo de cada esferolita es blanco y algo más fibroso que el resto. Grandes cuerpos esféricos se separan de la masa de la roca y tienen una superficie tapizada de cristalitos lo mismo que las paredes de la cavidad. Delicadas hojitas petaloides como las de las litofisas de Obsidian Cliff, casi nunca se encuentran y por esto se asemejan más á las litofisas de la obsidiana de las Navajas. Las muchas paredes cóncavas de donde se han desprendido las esferolitas enseñan un tapiz de calcedonia azulada y de ópalo con estructura botroidal, cubriendo de una costra á los numercsos y pequeños cristalitos, produciendo á veces pseudomórfosis. Sobre este tapiz hemos visto grupos en racimos de cristalitos de cuarzo bipiramidados.

Cavidades irregularcs y partes porosas en donde no hay esferolitas, tam-

1 Mucho sentimos no conocer en detalle el trabajo de Mr. John Parkinson presentado á la Geological Society of London, en el que se describe el efecto de la acción solfatárica sobre las rhyolitas del Yellowstone Park. El autor del estudio (The Hollow spherulites of the Yellowstone and Great Britain) se pronuncia como todos, en contra de la idea de que las esferolitas huecas proceden de la acción de los gases de las fumarolas sobre esferolitas originalmente sólidas. Así lo hemos entendido del extracto que hemos visto en el núm. V, Vol. VIII, Mayo de 1901 del Geological Magazine.

bién se tapizan de diminutos cristalitos y de delgadas películas que siguen las líneas de escurrimiento, indicando que las partes más duras resistieron á un ataque y sobre ellas se hizo el depósito cristalino. Observadas con atención las porciones cariadas y esponjosas de las esferolitas, se ven películas, que á través del glóbulo siguen las líneas fluidales; otras no tienen dirección determinada. Suelen encontrarse como restos de esferolitas, grupos de fibras radiantes con tabiques formando un tejido en el que se han depositado los pequeños cristales.

En las rocas blancas más terrosas el aspecto de esferolitas huecas ó con núcleo casi ha desaparecido, viéndose sólo cavidades irregulares en el interior de las cuales hay grupos de excelentes cristalitos aglomerados, y diseminados en menor abundancia en toda la superficie blanca terrosa de la roca. Como se ve, los cristalitos no sólo se encuentran en las paredes de las esferolitas ahuecadas, sino también y con profusión en esas cavidades alargadas tubuliformes de todas dimensiones, que hemos supuesto ser verdaderos canales de escape de vapores y en cuyas paredes la acción corrosiva debió ser mayor.

Algunos análisis hechos en el laboratorio del Instituto Geológico por el profesor J. D. Villarello, muestran pequeñas diferencias de composición entre la litoidita gris azulada y la roca blanca manchada de gris con grandes esferolitas macizas, huecas y porosas como las que acabamos de describir. Los análisis dan:

	Litoidita gris azulada.	Roca blanca esferolítica con litofisas.
SiO^2	70.46	72.10
Al^2O^3	11.18	10.88
Fe^2O^3. FeO	4.98	3.68
K^2O	4.28	2.80
Na^2O	4.60	4.10

Como se ve, hay un enriquecimiento de sílice en la roca esferolítica, una diminución muy sensible en la cantidad de potasa, poca en la de alumina y menos aún en la de sosa.

En la cubierta cristalina mezclada de productos terrosos ó en las paredes de las cavidades y litofisas encontramos los minerales en cantidades muy variables; por ejemplo, hay espacios tapizados casi exclusivamente de tridymita en excelentes laminitas exagonales, otros en que este mineral y el feldespato están en proporciones casi iguales. La forma dominante de los cristalitos de feldespato es la de tablitas de forma rectangular aplastadas según la cara de la base y alargadas según el clinopinacoide; las caras del prisma aparecen como pequeñas truncaduras. La fayalita es muy rara en estas litofisas y en tablitas extraordinariamente pequeñas. El cuarzo bipiramidado que viene sobre la calcedonia que cubre á algunas cavidades, lo consideramos de reciente formación, lo mismo que los cristalitos de ametista que se encuentran en algunas grietecitas de las litofisas de algunos puntos de la región de las Navajas.

Las rocas con grandes esferolitas y litofisas de que acabamos de hablar, reducidas á láminas delgadas presentan al microscopio un estado avanzado de desvitrificación de un magma micro-esferolítico. Bandas de escurrimiento fluidal muestran partes muy cargadas de finas triquitas, y envuelven ó rodean á grandes cuerpos circulares que se reconocen como esferolitas, pues se hallan constituídos de un agregado, las más veces en forma de plumas ó arborescente, de microlitas feldespáticas. Suelen algunas traer playas intercaladas de cuarzo. Otras veces estos cuerpos esferolíticos, con estructura radiante exéntrica, muestran la agregación arborescente, enteramente igual á la de la masa interesferolítica de algunas rhyolitas del National Park (Iddings).

Rhyolitas con sanidino de reflejo azul.

Desde que tuvimos ocasión de leer la descripción microscópica de las rocas del Paralelo 40,[1] nos llamó la atención ver en las páginas consagradas á las rhyolitas, varias citas de rocas conteniendo pequeños cristales de sanidino, que muestran en cierta posición, por reflexión, un hermoso color azul comparable al que dan algunas labradoritas. Con la idea de ver producido ese fenómeno en algunos fenocristales de nuestras rhyolitas, recorrimos nuestra vasta colección, habiendo tenido la fortuna de encontrar numerosos casos en rhyolitas de diversas localidades, principalmente de los Estados de Chihuahua, de Durango y de San Luis Potosí, rocas violadas y rojizas de pasta generalmente densa y litoidica. Los cristales de sanidino son por lo regular pequeños, sea de 2 á 4 mm. de longitud, que observados en la masa de la roca con una lente simple, se reconoce desde luego que aquellos que enseñan la coloración azul son casi siempre de sección rectangular, como si estuviesen cortados según el ortopinacoide, lo que á veces se comprueba por una soldadura según su longitud, que corresponde á la de los gemelos de Carlsbad, como se ha visto posteriormente en las láminas delgadas. Dicho reflejo azul, á veces tan intenso para llamar inmediatamente la atención en los ejemplares, ha sido observado en los sanidinos de la Nevadita de Chalk Mountain y en las de otras rhyolitas del Colorado, juntamente con un lustre satinado, sedoso ó nacarado, que se produce en las mismas superficies que dan el reflejo mencionado.[2]

Las secciones al microscopio de estos feldespatos, no muestran ningunas inclusiones capaces de poderse considerar como determinantes de esa reflexión, y hubo de buscarse la causa en un estado laminar que según cierta dirección presentan esos cristales, siendo entonces comparable el lustre, al producido por reflexión de delgadas láminas de vidrio apiladas. De este modo encuentra Whitman Cross[3] en las sanidinos de las localidades citadas, una partición,

1 Zirkel.—Microscopical Petrographie of the Fortieth Parallel.

2 Iddings encuentra el mismo reflejo azulado en los sanidinos de las litofisas de Obsidian Cliff.

3 Contributions to the Mineralogy of the Rocky Mountains. Bull. U. S. G. S. 1895. Nº 20.

digamos una laminación particular, como la de un crucero según Reusch, y que es paralela á un ortodoma; por lo tanto la reflexión de estas láminas se hace principalmente visible en los cristalitos cortados en la zona del ortopinacoide. Se podría demostrar la absoluta semejanza de posición y carácter de ese estado laminar, en nuestros sanidinos con reflejos y de un completo parecido también á los que sucintamente describe Ossan de las rhyolitas de Muerto Camp en Trans-Pecos, Texas.[1]

Nos ahorraremos por lo tanto la tarea de hacer la descripción de las rhyolitas con sanidino de reflejo azul, sólo citamos aquí especialmente una muy cargada de cristales de cuarzo, de plagioclasa y sanidino en un magma bastante cristalizado, del Santuario en la ciudad de Durango (17), una rhyolita axiolítica alterada de la Sierra del Oso, Partido de Indé (18). Las rocas alteradas de la Sierra del Pabellón (Ojinaga, Chih.) (20). Las rhyolitas pardas de la Sierra del Sacramento (Iturbide, Chihuahua) (20) no tienen más fenocristales que los de sanidino, y son de estos muchos los que tienen el reflejo pavonado. Las del Cerro Grande en el Zápuri, se caracterizan por la pureza y frescura de las secciones de sanidino en gemelos de Carlsbad y sin más inclusiones que pequeñísimas burbujas gaseosas.

Por último, una rhyolita gris violada bastante vítrea y con litofisas, de la Presa de Santa Isabel, en la hacienda de San Pedro (Mun. Reyes, San Luis Potosí) deja ver en su magma cristalitos rectangulares de sanidino con reflejo, en superficies escamadas, como si se tratase de un verdadero crucero.

Una mención muy especial debemos hacer de una hermosa rhyolita rojo-pardusca de la Sierra de Nancititla, entre Tejupilco y Huetamo (7), casi una felsonevadita, notable por la gran cantidad de cristales de cuarzo ahumados, diseminados en la pasta de la roca y casi con igual abundancia, cristalitos hasta de 5 mm. de longitud, de sanidino con magnífico reflejo sedoso ó satinado, tan intenso como el que puede dar la mica blanca, con la que al primer golpe de vista se confunde. Con una lente se observa que en las superficies que dan ese intenso lustre en cierta posición, muestran excesivamente claros los característicos cruceros. Es curioso que en láminas delgadas estos cruceros se vean muy claros y juntamente con ellos la delicada partición que observa Cross, según el ortodoma positivo. En fácil también observar que no sólo es una simple partición suceptible de compararse á un crucero, sino que también, según ella, existen hileras de numerosas y pequeñas cavidades gaseosas, algunas alargadas como líneas. Nosotros creemos que á esa especie de pseudo-crucero, como piensa Cross, se debe el lustre satinado, aumentado considerablemente por las pequeñas cavidades según aquellos planos. Quizá la abundancia excepcional de dichas cavidades en la roca de Nancititla, origina el lustre tan intenso, no comparable con el que muestran los sanidinos con reflejos que hemos visto descritos hasta ahora.

1 Report on the Rocks of Trans-Pecos, Texas. Fourth An. Rep. Geol. Surv. of Texas.

Rhyolitas con magma micropoikilítico.

Entre los variados aspectos de estructura que nos presenta el magma de las rocas ácidas microlíticas, debe señalarse específicamente el que ha sido designado por Williams con el nombre de estructura *micropoikilítica*, que ha sido reconocida ya en el magma de suficiente número de pórfidos cuarcíferos y de rhyolitas para poderse considerar como característica. En algunas de las descripciones que anteceden la hemos mencionado varias veces. La circunstancia de presentarse dicha estructura asociada frecuentemente á magmas esferolíticos en rhyolitas mexicanas y los numerosos pasos que existen entre ambas formas de cristalización simultánea, nos permiten considerar la estructura micropoikilítica con algunos otros autores, como una variante de la estructura esferolítica.

Mr. Williams[1] nos da una suficiente definición de esta estructura, que conviene justamente á la que nosotros hemos encontrado con más frecuencia. Sin embargo, ofrece aspectos un poco variados según resulta de otras descripciones que nos son conocidas. Esa definición se puede expresar como sigue: Areas constituídas de individuos comparativamente grandes de un mineral, dentro de las cuales se encuentran, en más ó menos abundancia, granos y cristales de otros minerales, pero en los que la orientación óptica no es uniforme para todos, ni tampoco corresponde á la de las grandes áreas cristalinas que los contienen. De esta manera dicha estructnra no se asemeja á la micrograníticа, ni tampoco á la pegmatítica, y de aquí le viene su especialidad. Nuestra forma más común, observada por ejemplo en las rhyolitas de Temascaltepec (5), en las del barrio de Analco y cerro del Mercado en Durango (17), y en muchos otros lugares, es la de playas irregulares de cuarzo, diseminadas en un magma más ó menos cripto ó microcristalino; dentro de cuyas playas, cuando están alumbradas á la luz polarizada, se ven playitas de forma irregular que dejan pasar menos luz, que se alumbran y se extinguen por grupos ó indistintamente al girar la platina del microscopio. Nuestra fig. 5 de la lám. VIII da una idea de estas playas que recuerdan, cuando son de pequeña dimensión, la estructura del cuarzo esponjoso de Mr. Fouqué, pues es de hecho una esponja de cuarzo la que envuelve á las playitas ó granos que á veces son fácilmente reconocibles como de feldespato. Este aspecto esponjoso es muy claro en las rhyolitas grises rosadas de la Bufa de Zacatecas (14) y en algunas rhyolitas de color claro de Curucupaseo en el Estado de Michoacán. Cuando las partículas incluídas son muy pequeñas, aunque se supone por analogía que son de feldespato, no es posible reconocerlo como

1 G. H. Williams. —On the use of the term poikilitic and micropoikilitic in Petrography, Journ. of Geol. Feb. March, Vol. I, 1893. Véase también: H. E. Gregory. Contribution to the Geology of Maine, Geology of the Aroostook volcanic area. Bull. U. S. Geol. Survey Nº 165, 1900.—J. P. Iddings. Eruptive rocks of Electric Peak and Sepulchre mountain. Twelve An Rep. U. S. Geol. Survey, 1891-92.

tal; entonces el cuarzo adquiere aun á fuertes aumentos una forma arborescente ó como de copos de hielo, muy parecida á la que encuentra R. D. Irving en los pórfidos felsíticos del Lago Superior.[1] Con frecuencia vemos también en las rhyolitas de cerca de la Peña del Zumate, Real del Monte (1), las áreas de cuarzo arredondeadas y formadas de partes con tosca estructura radiante, como rosetas del tipo del cuarzo globular.[2] En otra parte hemos hablado de cómo tales rosetas pasan á verdaderas esferolitas, compactas ó porosas, y cómo estas últimas se desagregan en sus bordes y se resuelven en finas laminitas de feldespato que aparecen incluídas dentro de grandes playas de cuarzo ó de lagunas irregulares de cuarzo micropoikilítico, lo mismo que en las rhyolitas del Yellowstone Park (Iddings).[3]

Un magma micropoikilítico como materia interesferolítica es muy característico en la rhyolita de San Miguel de Allende (8); el cuarzo está en la forma de barritas entrecruzadas y entretejidas con barritas de feldespato diferentemente orientadas, fig. 6 lám. VIII. Algo se aproxima esta forma á la que con mucha frecuencia se ve en los pórfidos cuarcíferos y en algunas rhyolitas como continuación del crecimiento de cristales de cuarzo de primera consolidación.[4]

Volviendo á las playas micropoikilíticas que pasan á esferolitas radiantes comunes, debemos insistir sobre la desagregación que sufren tales esferolitas dando cristales de feldespato en tablitas de forma rectangular, embutidas dentro de grandes playas de cuarzo. Playas micropoikilíticas de forma irregular pasan también insensiblemente al desarrollo perfecto de tablitas de feldespato en el cuarzo, especialmente características en rocas conteniendo litofisas. Este hecho parece interesante en cuanto al momento de formación de la estructura de que hablamos, pues es indudable que existe una relación entre la formación de las litofisas y la del magma micropoikilítico, más perfecto y más bien desarrollado en México, en las rocas con litofisas, que en rhyolitas menos esferolíticas ó litoidicas. La roca de la Loma de Santillán (4) en Tequixquiapam (con litofisas) y la rhyolita del cerro del Almagre (ciudad de Durango) (17) muestran pasos sucesivos bien reconocibles, de fino tapiz arborescente micropoikilítico, á grandes playas de cuarzo límpido y en contacto con esferolitas de bordes desagregados con bien individualizados cristales tabulares de feldespato.

Por último, en algunas de las rocas mencionadas arriba, entre las lagunas micropoikilíticas distribuídas en el magma microcristalino ó cubriendo espacios entre las esferolitas, vemos una forma muy curiosa de cuarzo que llama-

1 R. D. Irving.—The copper bearing rocks of Lake Superior. Monog. V. U. S. Geol. Survey, p. 99, 1883.

2 M. Levy.—Structure et classification des roches éruptives, pág. 21, 1889, Paris.

3 Monog. XXXII, pág. 421.

4 W. Clements.—Volcanics of the Michigamme District of Michigan. Journ. of Geol. Vol. III, 1895.—The Chrystal Falls Iron bearing Dist. of Michigan, Volcanics of Hemlock formation. Monog. XXXVI, 1899.

mos *vermiforme* y que consiste de cintitas angostas de este mineral muy sinuosas, contorneadas, de bordes finamente dentellados, que se extinguen uniformemente en toda su longitud y varias á un tiempo. Esta circunstancia y la de aparecer con frecuencia al rededor ó en el medio de las playas micropoikilíticas, sugieren inmediatamente la idea de que este cuarzo vermiforme es el resultado de la soldadura de varias partes de la esponja de cuarzo. En ciertas preparaciones se ve este cuarzo tan íntimamente asociado al magma micropoikilítico, que excluye toda tentativa de considerarlo como un producto secundario en relación á aquella estructura.

La fig. 1 lám. IX es una representación de esta forma de cuarzo, que tiene la rhyolita de la falda Sur del cerrito del Almagre (Durango).

En resumen; la asociación de la estructura micropoikilítica á la esferolítica es casi constante; en nuestro concepto se debe considerar la formación micropoikilítica del cuarzo y feldespato como un caso particular de la estructura esferolítica con la que la ligan tan grandes afinidades como acabamos de ver, y que sin duda reconocen la mayor parte de los que han descrito y figurado la estructura micropoikilítica de Williams.

Es de notar que en las muestras con la estructura de que hablamos es muy común la estructura fluídea, y que dentro de las áreas micropoikilíticas se encuentran con frecuencia triquitas y granos de óxido negro de fierro, restos de láminas de biotita y aun productos verdes ó pardos de descomposición.

Si en muchos casos suponemos que la estructura micropoikilítica se relaciona con las litofisas, el momento de su formación es por lo tanto anterior al de la completa consolidación de las lavas y aun contemporánea de la formación esferolítica. En raros casos es posible suponer que es un producto secundario, pues una penetración de cuarzo en una masa poco densa ó poco consistente rhyolítica, podrá revestir una forma esponjosa ó micropoikilítica como en el ejemplo que damos de la Bufa de Zacatecas.

La micropegmatita.

Varias veces hemos citado accidentalmente fenocristales de feldespato probablemente de sanidino, que llevan en su interior, distribuídas con más ó menos regularidad pero siempre con uniforme orientación, playitas de cuarzo, reproduciendo la forma micrográfica qne ofrecen frecuentemente las rocas graníticas. Que este desarrollo simultáneo de cuarzo y feldespato se ha efectuado en las rhyolitas durante la primera consolidación, se comprende fácilmente, porque casi siempre se conservan los contornos del cristal principal, que es generalmente el feldespato, el que suele llevar las mismas inclusiones que los fenocristales simples. No es muy raro sin embargo encontrar ejemplos en que la forma del cristal es menos clara, y este es el caso para la roca esferolítica del cerro de Azoyatla (fig. 2 lám. IX), cerca de Pachuca, en la que el tamaño comparativamente grande de las playas de cuarzo, no deja ver

claros los contornos del cristal. También hemos visto la plagioclasa con cuarzo en la forma micrográfica entre los fenocristales de una roca de Zacatecas.

Pero no sorprenden tanto estos casos de cristalización simultánea de fenocristales, cuanto el hallazgo de la micropegmatita en el magma de última consolidación, en condiciones que en sumo grado favorecen la idea del parentezco de estructura que se supone existe entre ésta, las esferolitas y el magma micropoikilítico. Una sola roca, la de la hacienda de Chicavasco, cerca de Actopam, de color blanco manchada de rojo anaranjado, presenta al microscopio, entre un magma criptocristalino con estructura de escurrimiento, granulaciones amarillentas y triquitas, lagunas circulares, incoloras, finamente granulares en el centro y delicadamente fibrosas en los bordes, que bien pronto se reconocen entre los nicols cruzados como esferolitas que conservan en la periferia la estructura finamente radiante y la cruz negra, pero en cuyo centro el carácter fibroso se sustituye por un agregado granuloso microcriptocristalino y por lo tanto de muy débil doble refracción, en cuyo seno se ven manchas arredondeadas de cuarzo y feldespato en preciosa estructura micropegmatítica, de la que damos el ejemplo en la fig. 3 lám. IX tomada de una excelente fotografía. El cuarzo se halla en la forma de pequeñitas cuñas que, unidas á veces por sus ángulos, dan una forma muy curiosa arborescente y radiando de un centro como esferolita.

En el núcleo y cerca de los bordes de las esferolitas se ven playitas de cuarzo límpidas, y en el magma de la roca laminitas alteradas de biotita y agujitas de hornblenda.

Alrededor de algunos cristales primarios de cuarzo con penetraciones del magma, se ve una auréola ancha de la misma micropegmatita. En las esferolitas más pequeñas que trae la roca, sólo un pequeño núcleo en el centro muestra el estado granuloso, y el resto, la estructura finamente radiante común, con partículas opacas ordenadas también radialmente.

Litoiditas.

Casi el simple aspecto macroscópico de algunas rhyolitas permite distinguir y considerar con cierta independencia esta variedad, pues como es bien sabido se caracteriza en las rocas ácidas, simplemente por la rareza ó ausencia de elementos de primera consolidación. Esto coincide naturalmente con un aspecto homogéneo y uniforme de la masa de la roca, con una estructura más común en lajas, con una división columnar más ó menos perfecta en el terreno, y por último, en algunos casos, con un ligero lustre y textura imperfectamente conchoide que sería el que correspondiese á las verdaderas litoiditas. Su asociación con las rhyolitas propiamente dichas es tan constante, que no ha habido lugar á separarlas formando un grupo aparte, sino simplemente como una variedad de ellas. Así las consideran Hague é Iddings[1]

1 Hague é Iddings.—Notes on the volcanic rocks of the Great Basin. Amr. Jr. of Sc., Vol. XXVII, June, 1884.

y con ellos otros autores; microscópicamente el magma de las litoiditas tiende más á una segregación cristalina, que á una masa vítrea.

En nuestra primera parte[1] hemos hablado de la estructura en lajas y columnar de la litoidita gris azulada del cerro de las Navajas (1), la roca dominante de aquella extensa área rhyolítica, que presenta al microscopio una composición y cristalinidad muy constantes. Una base vítrea muy escasa, pobre de segregaciones triquíticas, sirve de cemento á secciones pequeñas irregulares ó rectangulares, en su mayoría de feldespato, con algunas laminitas y barritas de un mineral de fuerte dicroísmo y de color azul verdoso que se podría confundir con la mica á no observar que son partes diseminadas de antiguos cristales prismáticos que Tenne[2] refiere á la hornblenda, y quizá más que á eso á una piroxena alterada, pues que el ángulo de extinción de las secciones prismáticas alcanza hasta 43°. En este magma hay algunos cristales chicos de sanidino en macles de Carlsbad y playas irregulares de un cuarzo con numerosas inclusiones de barritas del mineral verde citado, burbujas gaseosas y partículas que no suponemos ser de vidrio, como dice Tenne, sino de feldespato, en número bastante para dar á este cuarzo la estructura micropoikilítica. Cuando estas rocas presentan además desarrollo esferolítico en el magma y ausencia completa de fenocristales, la estructura micropoikilítica es más acentuada. Otra forma no menos frecuente del magma de estas litoiditas es la de agregación de playitas de feldespato en mayor abundancia que de cuarzo; el feldespato se halla generalmente en playitas rectangulares con la forma común de las microlitas de sanidino, ya diseminadas sin ordenación, ya alineadas fluidalmente ó radialmente en la forma esferolítica. Es sin duda esta última variedad de la que Tenne dice que se debe de considerar como una traquita. Fig. 4 lám. VIII.

Este aspecto microscópico es mucho más frecuente en las rocas que están cerca de las bolas de obsidiana y en las capitas delgadas de litoidita gris que se hallan intercaladas entre capitas de retinita parda ú obsidiana. Es, pues, un ejemplo muy claro de desvitrificación de la obsidiana negra y de la retinita parda.

Un promedio de varios análisis de estas litoiditas dió los resultados siguientes:

SiO^2	70.46
AlO^3	11.18
Fe^2O^3	4.98
K^2O	4.28
Na^2O	4.60

En las varias corrientes de rhyolitas que yacen sobre las traquitas y andesitas con vetas auríferas del Mezquital del Oro,[3] Zacatecas (11), abundan

1 Boletín núm. 14.

2 Tenne. Op. cit.

3 E. Ordóñez.—Informe sobre el Mineral del Mezquital del Oro. Bol. de Agricultura y Min. 1894, nº 10.

las rhyolitas litoides en el borde de algunas de esas corrientes, ó en la forma de diques cortando á las mismas rhyolitas.

Una de las más interesantes, que se presenta en grandes acantilados enfrente del arroyo del Mezquital, es de color rojo–obscuro con muy pocos cristales muy pequeños, blancos, diseminados en la masa y con ordenación fluidal. En el microscopio se descubre una bien marcada estructura fluidal formada por regueros de granulaciones ferruginosas concentradas en el residuo de materia vítrea que rodea á la parte del magma criptocristalino que polariza débilmente por la pequeñez de los granos cristalinos que la forman. En la misma luz polarizada se advierte en las preparaciones una red de partiduras llenadas de cuarzo y feldespato. Algo se asemeja esta partición á una división perlítica, y que parece que se produjo antes de la consolidación definitiva de la roca. Tales partiduras que se ven muy claras en la lám. IX fig. 5, no atraviesan á los pequeños y escasos cristales de sanidino y plagioclasa que ocasionalmente se interponen.

Algo se asemeja esta roca á la del Norte de Wadsworth, Nevada, descrita y figurada por Zirkel.[1]

En ciertas partes de los acantilados del Mezquital, las litoiditas pasan del rojo obscuro al rojo claro y rosado, en las que el microscopio muestra una mayor cristalinidad del magma reconociéndose ya las partículas de feldespato y de cuarzo; las granulaciones ferroginosas están menos ordenadas fluidalmente y accidentalmente se encuentran pequeños cristales de hornblenda reabsorbidos. De esta manera se obtiene un magma enteramente uniforme en que apenas se notan indicios de fluidalidad. Este es el aspecto microscópico de las litoiditas en diques de color rosado y gris amarillento frecuentemente penetradas de cuarzo secundario.

En la Sierra Madre Occidental abundan por todas partes las litoiditas, por ejemplo en la cima de la Sierra de Alica (Territorio de Tepic). En el camino de Jora á Huajimic (Nayarit) (15) litoiditas muy densas, rojizas, de estructura conchoide, de magma amorfo globulítico y finamente polarizado, constituyen el tipo de las rocas dominantes de varias corrientes denudadas.

Violadas ó rojas, compactas y en lajas, vemos las litoiditas cerca de Guadalupe Ocotán (Nayarit), en las montañas de Acaponeta, sobre el camino entre Durango y Mazatlán, cerca del Parral en Chihuabua, y en tantos otros puntos de aquella Sierra Madre que sería muy largo enumerar.

Además de las rhyolitas comunes de las Bufas, muchas de ellas esferolíticas, la región de Zacatecas (14), en la parte alta de muchos de sus cerros, hay litoiditas que fácilmente se pueden ver porque forman acantilados de poca altura, y en los cuales la roca se halla en lajas horizontales ó más ó menos inclinadas; á veces los afloramientos de litoiditas son tan angostos que parecen diques, y por último, algunas de las vetas minerales dan crestones de litoiditas rojas muy impregnadas de cuarzo.

1 Zirkel.—Microsc. Petrog. Fortieth Parallel.

Las litoiditas en el primer caso proceden de corrientes muy destruídas por la erosión, tanto que en partes sólo aparecen como verdaderos casquetes en la parte superior de los cerros, y muchos de estos proceden de una sola corriente. Estas rocas han escurrido sobre superficies ya muy avanzadas en denudación. Aunque de lugares muy diferentes, las litoiditas del Mineral de Zacatecas tienen entre sí una gran semejanza y se caracterizan por la modificación que han experimentado posteriormente á su enfriamiento, y que consiste esencialmente en una avanzada silicificación que llega á veces hasta hacer desaparecer el carácter primitivo de la roca. Coincidente con este fenómeno se produjo en la masa de estas rocas una desvitrificación, en la que han intervenido indudablemente acciones dinamo-génicas mucho más sensibles en las otras rocas eruptivas de esta región.

Las litoiditas de Zacatecas son de color blanco amarillento, gris y rojo, muy duras y compactas, muy raras veces con bandas de diverso color, y por lo tanto, sin marcada estructura fluidal, aunque están divididas en lajas. En el microscopio el magma se resuelve en un agregado casi compacto de partes polorizantes en pequeñas secciones irregulares de cuarzo, otras de sección también irregular ó de forma rectangular presentan los caracteres del feldespato monoclínico en cristales microlíticos, indudablemente el sanidino; la materia amorfa queda en pequeña cantidad y como residuo intersticial. Pero esta pasta microlítica y amorfa es el cemento de un gran número de playas irregulares de cuarzo micropoikilítico en barritas ó rosetas que indudablemente forman un tejido que aprisiona á partículas de feldespato. Este cuarzo en tan gran abundancia no cabe duda que es un producto secundario, porque mucho se asemeja á las playas de este mineral alotrimorfas y tienen como aquellas gran número de vesículas gaseosas y abundantes inclusiones líquidas con burbuja movil. El cuarzo secundario micropoikilítico parece haber entrado produciendo una verdadera sustitución, un caso de metasomatismo, pues aun los rarísimos cristales primarios de sanidino se hallan en parte sustituídos por este cuarzo. Cuando hay esferolitas, lo que sucede raras veces, se hallan también penetradas de cuarzo, el que les forma una auréola dejando el núcleo esferolítico intacto. La pasta de las litoiditas tiene pocas granulaciones opacas. Los minerales accesorios que con ellas se encuentran, son, una mica alterada en playas grandes y en parte reabsorbida, muy raros cristales de hiperstena y algunas agujitas de apatita, secciones de fierro negro y á veces granos de pirita.

Las litoiditas que acabamos de describir vienen principalmente de los cerros del Gil, del Cerro Caliente y del Frijol, del Cerro de Noche Buena y del cerrito de Mata Pulgas, de la Nueva Valenciana, del Grillo y de la Calavera.

Algunas de estas rocas podrían compararse por su estructura y posición en relación con las demás rocas del terreno, con la litoidita del dique de San Esteban,[1] en el Real del Monte.

1 Bol. del Inst. Geol. de México. Núm. 13, pág. 33.

Fuera de estos casos especiales que acabamos de citar, poca cosa tenemos que agregar del gran número de litoiditas mexicanas, porque como es natural, en este grupo de rhyolitas, su magma al microscopio es casi siempre uniforme micro ó criptocristalino, raras veces llevan accidentalmente laminitas de mica ó de hornblenda primaria y pocas granulaciones opacas. Varían quizá más por su aspecto macroscópico. Algunas litoiditas típicas blancas ó rosadas, aporcelanadas, vienen del Cerro de San Ignacio de la Bufa, cerca de Guanajuato (8), otras compactas y macizas, uniformemente grises ó pardas se hallan en Oputo (Distrito de Moctezuma), en Sonora (22), las del Cerro Mercado en Durango (17), las de Calamahí en la Baja California que traen algunos muy pequeños cristalitos de sanidino en una pasta bastante vítrea, la de la Hacienda de Bledos (Partido de Santa María del Río), San Luis Potosí (10), con una curiosa estructura en circunvoluciones ocasionadas por los regueros de partículas pardas y manchas circulares de las mismas partículas, que indican un principio de formación esferolítica, fig. 6, lám. IX; la gris violada de aspecto brechoide de la Hacienda de San Gregorio y el Valle de Allende (Chihuahua), (19), la de la base de las corrientes de rhyolitas con litofisas en la región opalífera de la Trinidad, la de las lomas al W. de Tequixquiápam, que se carga de muchos cristales microlíticos de sanidino, lo que la asemeja algo á una traquita.

Más hermosas son las litoiditas jaspeadas que se encuentran en el cerro del Ocote, en las cercanías de Tula, Hidalgo (3), que á la simple vista muestran con su estructura conchoide, banditas muy sinuosas de diferentes tonos, pardo rojo y gris, que son el efecto del escurrimiento. Parecido aspecto exterior tienen las del Puerto de Plata en el mineral de San Felipe Torres Mochas, Estado de Guanajuato (9), algunas de cerca de Cadereyta, en Querétaro (4), muy esferolíticas y las del Cerro de Chichíndaro.

Litoiditas bastante vítreas de color violado intenso, conchoides y de lustre de cera, vienen en delgadas corrientes en Acacico, cerca de Yahualica, en Jalisco (11), con un magma axiolítico de los más característicos. Cerca de San Miguel de Allende (8), una litoidita de color amarillo sucio manchada de rojo y con lustre como la anterior, tiene también un verdadero tejido de axiolitas en el magma y en partes presenta un notable parecido con la litoidita de Black Rock Mountains en Nevada.[1]

Damos á continuación los análisis[2] de algunas de las litoiditas anteriormente mencionadas, de aquellas que nos han parecido más típicas; el número I de la Trinidad, el núm. II de la Hacienda de San Gregorio, núm. III de Chichíndaro, núm. IV del Cerro del Ocote, núm. V de Acacico, y para comparar, damos el núm VI de la litoidita azulada de las Navajas.

1 Zirkel.—Microscopical Petrography.
2 Análisis hecho en el Laboratorio del Inst. Geol., por el Prof. J. D. Villarello.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
SiO^2.....	71.46	71.68	70.52	74.92	81.50	70.46
Al^2O^3.....			11.00	10.25		11.18
Fe^2O^3.....			1.80	1.60		4.98
K^2O.....	2.36	2.70	4.00	4.30	1.47	4.28
Na^2O.....	4.32	4.50	4.10	4.48	1.56	4.60

Exceptuando las rocas de Acacico, llama la atención en el cuadro anterior la constancia de la proporción de Na^2O.

Una litoidita jaspeada de Analco (ciudad de Durango), de distintos tonos de pardo muestra, sin cambiar la textura de la roca, bandas circulares de esferolitas opacas. El análisis de esta roca dió:

SiO^2.....	72.20
K^2O.....	3.88
Na^2O.....	4.11

Rhyolitas alteradas.

Las rhyolitas en general son resistentes á la descomposición ó alteración por los mismos agentes que en otras especies de rocas determinan modificaciones más ó menos intensas; por lo tanto, de ordinario las rhyolitas están frescas aun en la superficie del terreno, y en los casos en que por condiciones especiales han sufrido alteración, conservan siempre su aspecto de rocas no alteradas.

Sin embargo, podemos señalar dos clases de modificaciones que ofrecen las rhyolitas, dos distintos géneros de alteración á veces observados simultáneamente; la una es la determinada por los agentes atmosféricos; es generalmente débil y consiste en la transformación más ó menos avanzada del magma en un producto arcilloso, penetración de calcita en la forma de venillas y un principio de pseudomorfosis de los feldespatos en calcita. Estos cambios coinciden con un cambio de color que se verifica sólo á algunos centímetros de la superficie de la roca.

Tan poco intensas mutaciones pueden muy bien dejarse á un lado y estudiar solamente las alteraciones producidas por agentes más enérgicos y que producen metasomatismos, es decir, cambios marcados en la composición química de la roca y avanzadas pseudomorfosis. Este fenómeno se produce, en los casos que nosotros conocemos, por la acción de aguas calientes de circulación y que llevan á las rocas compuestos en disolución como la sílice, que se deposita en la forma de cuarzo alotrimorfo en las grietas y hendeduras, de cuarzo granudo y á veces esponjoso (micropoikilítico) en el magma por sustitución de partes de dicho magma y también en los feldespatos primarios de las rhyolitas.

Naturalmente dicha acción hidrotermal que se traduce como hemos dicho en una *silicificación*, es casi constante en nuestras regiones rhyolíticas veci-

nas á distritos mineros con vetas en cuya matriz entra el cuarzo como elemento esencial, pero es curioso que no siendo las rhyolitas las rocas empotrantes de esas vetas presentan en algunas partes bastante lejanas, los mismos cambios que las rocas de los respaldos de las vetas y sin experimentar una mineralización ó depósito de otros minerales á más del cuarzo.

Ya hemos visto también cómo la acción hidrotermal puede depositar el ópalo en los huecos é intersticios de la parte superficial de corrientes de rhyolitas como en Tequixquiápam; en Tepezalá, de la Sierra de Pachuca y el semiópalo en muchas rhyolitas de la Sierra Madre Occidental, en las que ha habido otros fenómenos complejos y obrado causas más profundas; tales son las sublimaciones, que han dado como producto el estaño y la hematita de tan profusa distribución en toda la Sierra, ó como el topacio en las rocas silizosas de Canoas, en San Luis Potosí. Aquí sólo hablamos de la silicificación como el fenómeno más constante y más intenso, y de ello dan pruebas las muchas citas que encontramos en las descripciones de rhyolitas en la ya extensa bibliografía. Por la especialidad del caso, la amplitud de la descripción y semejanza con las que nosotros podemos exhibir, ningún estudio más á propósito tenemos para esa comparación, que el de M. Lindgren[1] sobre la alteración hidrotermal de las rhyolitas en las regiones mineras de De Lamar y Florida Mountain. Aunque allá las vetas en parte armen en estas rocas, la alteración se manifiesta á distancias bastante grandes de las vetas, como sucede en la mayor parte de nuestros casos.

Sería muy cansado repetir para cada región, la descripción completa de nuestros ejemplares de rhyolitas alteradas, en vista de la semejanza que ofrecen entre sí; es preciso casi concretarse á la simple mención.

Sigamos por ejemplo algunas localidades de la región montañosa del W. de la República. En los acantilados rhyolíticos y apófisis del Mezquital del Oro (Juchipila, Zacatecas) (15), hay rocas de color rosado y algo porosas que al microscopio dan un tapiz de cuarzo alotrimorfo y granudo secundario que destruye en parte el magma cristalino original; las cavidades de estas rocas están tapizadas de una auréola de materia radiante de débil polarización, alargadas á veces en forma axiolítica; la materia principal de esta masa algo fibrosa es el ópalo y la calcedonia. Restos de cristales primarios de hornblenda y de mica coloran la roca, pues estos minerales desagregados y el fierro rojo quitan la limpidez de las preparaciones.

En la región minera de Hostotipaquillo, de Cabrera, Castellana, en las márgenes del río de Santiago, en el Nayarit y Mineral del Zopilote (Jalisco y Tepic), etc., (15 y 16), abundan las rhyolitas silicificadas, grises, violadas y rojas, con ó sin estructura fluídea manifiesta. Raras veces estas rhyolitas forman los respaldos de las vetas como en la mina de Cabrera, en la Yesca ó en

1 The gold and silver veins of Silver City, De Lamar and other Mining Districts in Idaho Twentieth Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, Part. III, 1900. The Mining Districts of Idaho Basin, etc., Eighteenth. Ann. Rep. U. S. Geol. Survey, Part. III, 1896–97.

San Sebastián, ó como en algunas vetas de Guanajuato. El cuarzo secundario viene en estas rocas en venillas, penetra á las esferolitas feldespáticas, sustituye la masa de los sanidinos primarios y de algunas plagioclasas con macles de la periclina. Algunos de estos feldespatos no han sufrido alteraciones, pero en otros el cuarzo penetra en su masa en la forma de playitas, y hay muy pequeñas hojitas de mica verde como producto de la alteración. Entre estas rhyolitas silicificadas algunas vienen en diques.

Sucede frecuentemente que además de la penetración del cuarzo, partes del magma se ven transformadas en calcita como una pseudomorfosis y más generalmente como un relleno intersticial ó en venillas. Tal se ve en algunas rhyolitas de Indé y Sierra del Oso, en Durango, que como las del Mezquital, tienen intersticios alargados cubiertos de ópalo y calcedonia en formas axiolíticas. En las rocas de la Sierra de Candela, notablemente frescas, el cuarzo granudo y esponjoso se distribuye con profusión en el magma criptocristalino. Los feldespatos primarios no presentan ninguna alteración.

En los minerales de Jesús María y Cusihuiriáchic (20), (Chihuahua) se encuentran ejemplares muy interesantes, porque el cuarzo secundario granudo empasta casi enteramente á la roca, de la que sólo se conservan pedazos de esferolitas, sin perder su estructura radiante, pero en partes esta materia se ha sustituído por cuarzo.

De las regiones mineras del interior del país, los casos de silicificación de las rhyolitas no son menos numerosos. En Casahuates y el Cerro del Huisteco, junto á Tasco (5), en Guanajuato (8), en la Cañada del Monte á Sirena, en el Cerro de la Cruz de Pachuca (2), y otras numerosas litoiditas y rhyolitas de la Serranía de Zacatecas (14).

Hay otro género de alteración en las rhyolitas que no por ser menos frecuente deja de ser muy importante y de más difícil interpretación. Consiste esencialmente en una transformación del magma en una materia terrosa ó arcillosa que podría muy bien resultar de una especie de trituración por presiones considerables ocasionadas en movimientos tectónicos. Los elementos de primera consolidación de las rocas, tales como el cuarzo y el sanidino, se agrietan profundamente por efecto de los mismos movimientos, y el último de estos minerales sufre á veces una completa transformación en arcilla y más que en esto en un producto que mucho se asemeja á la serisita; la calcita y el cuarzo suelen encontrarse también incrustados en esta masa y por último raras veces agujitas de epidota. Estas modificaciones se verifican por lo regular en partes profundas, en las rocas extraídas de las minas y tienen por lo regular un tinte gris ó verdoso, pues los minerales ferromagnésicos (augita, hornblenda ó mica), no se ven alterados en productos ferruginosos, sino en una materia verde cloritosa, límpida ó fibrosa, diseminada en el magma.

Esta alteración es muy clara en rhyolitas de Tasco, en las del mineral de, Tlaucingo (Puebla), en las rhyolitas con oro de inclusión de la Yesca (Tepic) en Guadalupe y Calvo (19), Chihuahua, etc., etc.

No podemos precisar qué otras influencias extrañas corroboran á la des-

composición, ni cuál deba ser la naturaleza de las aguas en circulación, ni qué papel han desempeñado las rocas vecinas, tales como las andesitas verdes con las que están asociadas.

Rhyolitas vítreas.

Retinitas.

En casi todas las regiones rhyolíticas de México, junto con las rhyolitas propiaments dichas, se encuentran rocas vítreas, unas veces en delgados lechos intercalados en las corrientes, bien en masas irregulares, por decirlo así, enclavadas, ó por último, en la forma de diques. Es indudable que tales rocas vítreas, con la misma composición química que las rhyolitas que las contienen, provienen de partes muy rápidamente enfriadas de los magmas, y como dice Rosenbusch, con cristalización más ó menos avanzada, anterior al período de efusión.

Rocas microlíticas de diferente composición, conservan partes de su masa en estado vítreo, en parecidas condiciones de aspecto y estructura, de tal manera que sólo el análisis químico es capaz de indicar á qué grupo de rocas pertenece; tal es el caso principalmente para las andesitas y rhyolitas vítreas. Cuando como á nosotros faltan análisis químicos suficientes, tendremos que concretar nuestras citas sólo de las rocas vítreas que hemos visto asociadas á las rhyolitas.

Es de un uso general dividir el grupo de las rhyolitas vítreas en dos: las retinitas ó piedra pez, y las obsidianas; las primeras se distinguen por un contenido de agua mayor que las segundas, por un lustre particular resinoso y porque tienen de ordinario mayor número de segregaciones cristalinas, ya sea cristales completos ó incipientes. Hay además un carácter que casi es esencial para las retinitas y que consiste en una división ó partimiento que se ha producido al fin ó después de la consolidación de la roca y que tiende á separarla en glóbulos más ó menos perfectos. Esta estructura llamada perlítica, puede ser muy bien, como algunos piensan, el resultado de la deliberación del agua. A algunas de estas rocas que tienen cierto color y lustre, y muy marcada la estructura en glóbulos, las han llamado ocasionalmente perlitas, de las cuales no se puede hacer una subdivisión especial. Más lo merece la Marekanita, como veremos más adelante.

En cuanto á las obsidianas, es bien conocido su aspecto franco de vidrio, su textura conchoide y la pobreza de segregaciones cristalíticas que llega á veces hasta no contener ningunas.

Por efecto de la calcinación en una atmósfera libre, los vidrios naturales, en general, se hinchan, pierden su agua y se transforman en una masa esponjosa llena de cavidades que reducen á veces la masa á fibras unidas. Estos vidrios así modificados, dan la pómez que tanto abunda en las áreas volcánicas de México, proveyendo el material detrítico de una gran parte de nuestros sedimentos pliocenos y post-pliocenos.

Rosenbusch reconoce el hábitus nevadítico en algunos vidrios rhyolíticos, es decir, que contienen un gran número de individuos cristalinos de formación intratelúrica. Ya hemos mencionado los pocos casos de pretendidas hialonevaditas que conocemos de México.

Una mezcla de magma criptocristalino y puramente vítreo es de frecuente ocurrencia en las mismas rocas, ya mezclados irregularmente ó ya distribuídos en fajas de fluidalidad demarcando diferentes condiciones de enfriamiento. Este fenómeno es muy claro y común al microscopio y suele presentarse en mayor escala para percibirse á la simple vista. Así se ve en las montañas de las Navajas, cerca de la Peña del Jacal. Las litoiditas azuladas tienen intercaladas capitas de retinita de color amarillo sucio, con cristalitos de sanidino diseminados. El vidrio, amarillo claro por transparencia, deja ver al microscopio numerosas vesículas gaseosas; granitos de óxido negro de fierro, barritas amarillas que parecen ser de piroxena, algunas agujitas de apatita y microlitas de sanidino algunas veces muy abundantes. Suelen encontrarse también esferolitas finamente fibrosas ó formadas de microlitas feldespáticas, reconocibles como las de las rocas con litofisas de esa misma localidad.

La composición de la retinita es la siguiente:

SiO^2	69.40
Al^2O^3	12.00
Fe^2O^3	3.78
K^2O	2.36
Na^2O	4.30

Como se ve hay un contenido de sosa relativamente grande comparado con el de potasa y la proporción de sílice es inferior al que contiene la obsidiana y la litoidita de las Navajas, como se verá más adelante en un cuadro comparativo de los análisis de algunas de nuestras rhyolitas.

En otros lugares de la Sierra de Pachuca, se ven áreas pequeñas de retinitas parecidas; por ejemplo en el cerro Judío, cuyas retinitas llevan esferolitas grises de cruz negra y pequeños cristales de sanidino, triquitas y globulitas, seccioncitas de mica parda y apatita.

Muchas retinitas de color negro ó grises ofrecen, como las anteriores, un campo más ó menos límpido por tansparencia, con segregaciones de finas microlitas y regueros de globulitas en zonas que definen la estructura fluídea. En unas bandas dominan sólo las microlitas, en otras las colonias de globulitas y en los espacios intermedios se ven triquitas de formas caprichosas. De

este aspecto son algunas retinitas muy esferolíticas de Apaseo el Alto (Guanajuato). En la masa gris se ven las esferolitas de color rojo agrupadas en zonas y constan de fibras finas transparentes con interposición de fibras radiantes hechas de partículas ferruginosas.

Las retinitas hialonevadíticas de Pozos, cargadas de cristales de cuarzo y feldespato, muy agrietados como si hubiesen cedido al esfuerzo que determinó la división perlítica, se caracterizan por un magma globulítico; las globulitas aglomeradas forman verdaderas películas plegadas de muy diversa manera, produciendo, como dice Iddings al hablar de ciertos vidrios globulíticos, el efecto de un velo arrugado. En los espacios menos cargados de globulitas, se ven triquitas en la forma de ramitas espinosas. El vidrio perlítico de Guadalcazar (S. L. P.) le es semejante, llevando además microlitas feldespáticas, algunas de extremos bifurcados.

Es muy común observar, como se dijo antes, además de las microlitas incoloras consideradas como de feldespato, agujas más ó menos finas ligeramente coloridas en verde amarillento, algunas veces fácilmente reconocibles como de augita, las que se agrupan de ordinario en formas caprichosas. Tales son por ejemplo las que contiene el vidrio incoloro del cerro de Albadeliste, en Tejupilco (México). En el campo obscuro del magma á la luz polarizada, se ven estrellas formadas de varias agujas amarillas.

Esta roca también muestra curiosas manchas casi circulares que polarizan débilmente y que se resuelven á la luz natural en aglomeraciones de globulitas con tosca distribución radiante. Como se ve, estos cuerpos pueden considerarse como esferolitas incipientes, y podrían entrar en la categoría de las globosferitas de Vogelsand. Este es el único caso que hemos podido observar de agregados imperfectamente esféricos de globulitas.

Hasta aquí casi sólo hemos hablado de vidrios rhyolíticos de color uniforme ó incoloros, pero dentro de las retinitas caben muchas rocas vítreas que dan al microscopio colores más ó menos intensos con predominancia del amarillo y del rojo, y con partes incoloras; esta mezcla da lugar á varias congeturas respecto al estado de estos magmas fundidos, pues que demuestra una falta de homogeneidad de la masa, distintas temperaturas del baño líquido en diferentes partes de la masa, y aun á veces refusiones. En unos casos, el magma de diferente color se distribuye en capas; en otros, estas partes diferentemente coloridas se distribuyen en banditas sucesivas y alternantes y ocasionalmente con intercalaciones de capitas de litoidita. Así se observan, por ejemplo, las preciosas retinitas de la Sierra de Gamón, cerca de Durango, con bandas angostas grises, negras y amarillas, sirviendo de cemento á grupos de grandes esferolitas de color rojo. De las capitas, unas son enteramente vítreas y otras son litóidicas, dando estas últimas á la luz polarizada el aspecto criptocristalino ó de manojos de fibras muy unidos. Las bandas vítreas contienen finas microlitas y banditas de ópalo. Una idea de esta estructura en bandas diversamente coloridas, se da en la fig. 1 de la lám. X. Igual alternancia de bandas paralelas de vidrio pardo é incoloro, muestran las reti-

nitas de la cuesta entre el cerro del Obispo y el rancho de Piloncillos, en el camino de San Dimas (Durango). La regularidad de las bandas se modifica al tropezar con cristales primarios de sanidino.

Frecuentemente la mezcla del vidrio incoloro y colorido se hace muy irregular, y la coloración proviene solamente de muy finas granulaciones diseminadas á manera de polvo en el vidrio claro, como se ve en una retinita del cerro de Xicuco, cerca de Tula (3), que tiene 68.30 por ciento de sílice. El pigmento se halla asociado á globulitas, triquitas y agujas incoloras. Otras veces la materia colorante se presenta como en disolución y aparece como manchas en el vidrio incoloro, haciendo desaparecer parte de las segregaciones triquíticas. Tal es el caso para retinitas negras con estructura en barras, de la Sierra de Tulancingo y para las de cerca de Molango, en Hidalgo. El vidrio pardo del rancho del Zacatón, en Pozos, contiene microlitas de sanidino y algunos cristales primarios de plagioclasa entre los muchos de cuarzo y sanidino que tiene esta roca nevadítica. Existiendo en estos vidrios casi siempre el óxido negro de fierro en granos pequeños, es probable que en la mayor parte de los casos, la incompleta coloración del magma, amarillenta ó rojiza, sea simplemente debida á una oxidación del fierro.

Hay otros casos en los que la materia colorante, en lugar de aparecer como en disolución, se presenta en áreas bien individualizadas, con contornos definidos y afectando formas caprichosas que resultan del movimiento fluidal de la masa. Desde este punto de vista es muy interesante una roca de Apaseo el Alto, compuesta de un vidrio incoloro con numerosas cavidades, rosarios de globulitas y triquitas, cortados por zonas de un vidrio amarillo anaranjado, en formas arborescentes alargadas en la dirección del escurrimiento, y que se resuelven con aumentos no muy fuertes en aglomeraciones de fibras, de barritas ó de áreas irregulares de contornos más obscuros; lám. X, fig. 2. Algunos de estos cuerpecitos alargados, de color anaranjado, parecen á veces verdaderas microlitas. El mismo aspecto nos ofrece la retinita de cerca de Huitzuco (Guerrero) y las hermosas obsidianas jaspeadas de Maravatío y de otros muchos lugares del país.

Se habrá comprendido fácilmente que todas las retinitas de que hemos hablado tienen más ó menos desarrollada la estructura perlítica, verificada al fin y después de la consolidación, puesto que no afecta en nada á las bandas de fluidalidad. Las partiduras perlíticas unas veces desaparecen á la luz polarizada, otras veces se reconocen por finas líneas débilmente alumbradas de color amarillento, como en una retinita de Asientos y del cerro de Altamira (Aguascalientes) (9). En la de la barranca de Ojo de Agua, en el Oro, Distrito de Ixtlahuaca (México), las grietas perlíticas están llenadas de un producto criptocristalino. Lám. X, fig. 3.

Es muy común encontrar en las retinitas, al lado de vidrios compactos incoloros ó coloridos, partes muy cargadas de cavidades y de vesículas gaseosas, alargadas, que recuerdan inmediatamente la estructura de la pómez. Del vidrio pumítico al vidrio compacto se pasa por insensible gradación, pero hay

muchos casos en que cada uno de estos vidrios se aisla en lagunas de forma irregular cuyos contornos se tocan mutuamente dando la apariencia de fragmentos fuertemente prensados y soldados. El cerro Xicuco, cerca de Tula (3), nos provee excelentes ejemplos de esta estructura. En aquel pequeño macizo cónico aislado, abundan las retinitas, las pómez, las brechas y las tobas en lechos escalonados. Las retinitas son las dominantes, de aspecto jaspeado con manchas negras, pardas y amarillas, con algunas esferolitas y cristales de sanidino. Las lagunas de vidrio pardo se sueldan á las de magma incoloro desvitrificado y á las de pómez, dando la apariencia eutaxítica que describe Iddings para algunos vidrios rhyolíticos del Yellowstone Park. Es muy estraño, como bien nota ese autor, el contraste entre partes relativamente compactas de vidrio y partes ampollosas pumíticas. Es probable que esta curiosa estructura sea debida á refusiones, y que por movimientos de la masa viscosa, se comprimían las partes pumíticas infladas, ó que hubo distintas temperaturas en el magma fundido.

En la fig. 4 de la lám. X, damos una representación de la estructura eutaxítica, que tienen muchas de nuestras retinitas, entre otras, las del Paso de Ibarra, en las márgenes del río de Tololotlán cerca de Guadalajara, las del cerro de la Cruz en Puruándiro (Michoacán) (13), las de Jesús María en la Sierra de Morones (Zacatecas) (2), las de la Sierra de Gamón, etc., etc.

La Marekanita.

El estado más perfecto de la estructura perlítica se muestra en los vidrios conocidos con el nombre de *Marekanita*, derivado de las retinitas de cerca de Ochost, en la orilla occidental de la grande Marekanka, Siberia. Estos vidrios, de grande pureza y homogeneidad, se dejan separar según las grietas perlíticas, en glóbulos de pequeña dimensión. El producto de esta desagregación forma acumulaciones de bolas, al pie de un acantilado en aquella localidad. La separación en glóbulos de este vidrio natural, á más de un fenómeno de contracción, parece que es debida á una especie de tensión muy semejante á la que adquieren los vidrios artificiales mediante ciertas acciones, tales como la compresión, ó un enfriamiento muy rápido de la masa fundida. Por lo primero se producen también fenómenos de polarización, y por lo segundo, una fragilidad muy grande, pues que se reducen á polvo fino los glóbulos al menor choque, fenómeno característico de las lágrimas batávicas.

Con estos caracteres se presenta un vidrio gris de humo, procedente del cerro de Buenavista, en el Distrito de Apam (Hidalgo), que forma allá masas no muy considerables, y declives con el material desagregado. De los trozos traídos al gabinete, se desprenden al contacto de los dedos pequeños glóbulos, esquirlas y conchitas dotadas de completa transparencia, que saltan en partículas finas cuando se les golpea débilmente con un martillo.

En las masas, se ven entre los glóbulos, cristalitos muy hialinos blancos de sanidino. La Marekanita de Buenavista, al igual que los otros vidrios que

llevan este nombre, está casi completamente desprovisto de segregaciones cristalíticas, y las láminas al microscopio aparecen enteramente limpias, salvo una que otra pequeñísima vesícula de gas. Además de los pequeños cristales primarios de sanidino, se encuentran algunas laminitas de biotita.

Entre bolas y guijarros de una obsidiana negra que se encuentra en unas colinas cerca de Etzatlán, Jalisco, hay un vidrio de color gris de perla, de lustre nacarado, en masas arredondeadas ó en glóbulos pequeños desde el tamaño de una avellana. Observados con la lente estos glóbulos perlíticos, se ven formados de conchitas concéntricas muy delgadas y enteramente transparentes. Si se golpean con un martillo saltan también en pequeñas esquirlas filiformes y en glóbulos más pequeños. Esta retinita aperlada suele envolver á núcleos de obsidiana negra que, como la Marekanita, no contiene ningunas segregaciones más que tenues cavidades.

La misma descripción conviene á la Marekanita gris de perla y amarilla de los alrededores de Maravatío, en el Estado de Michoacán.

Obsidianas.

Con el título de "Algunas obsidianas de México" publicamos en 1892[1] un pequeño estudio de estos vidrios rhyolíticos, de las localidades más conocidas de México. En ese trabajo consagramos especial atención al fenómeno de la desvitrificación, describiendo los pasos que claramente sigue la cristalización incipiente y definiendo las variedades de la obsidiana por la ausencia de toda individualización, por la existencia de cavidades y burbujas en la masa ó por el tipo de desvitrificación que en ella predomina. Tal subdivisión, tan artificial, no puede ser nunca rigurosa, y así lo supusimos desde entonces, porque en una misma localidad y aun en un mismo ejemplar, se pueden encontrar diferentes productos ó estados de desvitrificación, y sólo adoptamos la subdivisión por la comodidad para hacer la descripción. Debemos de insistir aquí, sin embargo, en que la forma rudimental ó naciente de la desvitrificación, es un diminuto cuerpo ó grano de apariencia esférica que á menudo puede confundirse con una pequeña cavidad; que la reunión de varios granos da lugar á esas figuras filiformes ó triquitas tan comunes en los magmas amorfos, y que la aglomeración de muchos cuerpecitos esféricos ó globulitas puede á veces dar nacimiento á agujas ó microlitas ya dotadas del poder de la doble refracción. Si en verdad el mecanismo de la cristalización es en general más complicado y difícil de seguir en sus primeros pasos, no es menos cierto que algunas obsidianas muestran claramente, cómo á expensas de estas formas rudimentales nace un individuo más perfecto. Todos los familiarizados con el microscopio han visto, en magmas amorfos en vía de desvitrificación, á las microlitas rodeadas de un espacio enteramente desprovisto de se-

1 Memorias de la Soc. Cient. A. Alzate, tom. VI, 1892.

gregaciones, indicando que todas las que allí se encontraban han sido refundidas en un individuo de mayores y mejores proporciones.

Dijimos en otra parte que de los vidrios de rhyolita, la obsidiana se puede distinguir macroscópicamente por su lustre y aspecto de vidrio, su textura conchoide perfecta, su transparencia en los pedazos esquinados, que se obtienen cortantes y muy finos. Domina en la obsidiana en masa el color negro, el verde amarillento ó verde botella por transparencia. No faltan sin embargo, las variedades coloridas en rojo ó anaranjado, pardas ó veteadas y manchadas de negro como algunas retinitas.

El vidrio es puro ó contiene cristales diseminados de feldespato de primera generación, muy raras veces hay granos de cuarzo, de mica, de hornblenda ó de fayalita, y sí con más frecuencia se ven aprisionadas las esferolitas y litofisas.

Algunas obsidianas negras son vidrios tan puros que no contienen ningunas inclusiones ni cavidades; son enteramente limpias como las que se encuentran al pie de la Peña del Jacal y cerro de las Navajas. Entre estas obsidianas puras, hay algunas que enseñan un agrietamiento ó división particular que hemos figurado en las Memorias de la Sociedad Alzate, de una obsidiana de Altotonga en el Estado de Veracruz. Dicha partición afecta la forma de circunvoluciones; las líneas finas y sinuosas siguen á veces cierta orientación uniforme que parece provenir del escurrimiento de la masa todavía viscosa. El mismo aspecto tiene al microscopio la obsidiana de la barranca de Zomelahuacán, en el mismo Estado, pero además existen partes con finas cavidades alargadas semejantes á las de la pómez y que pasan insensiblemente, por disminución y pequeñez de las cavidades, á la región de las circunvoluciones. De aquí se deduce que este agrietamiento, es probablemente debido al reblandecimiento por el calor, de una masa ya sólida, ó al momento en que por una refusión del vidrio, viene el hinchamiento que precede al desprendimiento de vapor como el que se produce cuando se calcina una obsidiana. Por fortuna esta aserción es susceptible de verificarse por la experiencia, lo que nos proponemos realizar más tarde.

El curioso agrietamiento de que hablamos, que no hemos visto descrito hasta ahora, lo tienen igualmente las obsidianas de Tuzamapa, sobre el camino de Tulancingo á Zacualtipán (Hidalgo).

Muchas obsidianas sin segregaciones aprisionan en su masa numerosas vesículas gaseosas, de forma generalmente elíptica y de 0.5 mm. á 1 mm. de longitud, esparcidas al acaso y en pequeña cantidad como en la obsidiana de Poro, en Michoacán, ó muy abundantes y alargadas en la dirección del escurrimiento, como en la de las Peñas de las Aguilas en las Navajas, ó en tan gran número y de grandes dimensiones para pasar á la pómez, como en las faldas del cerro del Ocote en Tula. Las obsidianas con buen número de burbujas gaseosas y cavidades orientadas, tienen la particularidad de dar en cierta posición, un hermoso lustre sedoso, debido probablemente á una simple reflexión de la luz sobre las paredes de las innumerables vesículas. Zirkel ha

dado á este lustre una interpretación que no nos parece muy aceptable; nosotros creemos que este lustre sería parecido ó igual al de la pómez si ésta no fuese de color tan claro. Es notable, pero ya lo explica Iddings, que estas obsidianas con vesículas, son muy pobres ó exentas de segregaciones cristalíticas.

En los vidrios de las Peñas de las Aguilas se encnentran algunos que en el microscopio muestran bandas ligeramente turbias que se resuelven en fuertes aumentos en aglomeraciones de pequeñas globulitas sin ninguna ordenación entre sí, pero en los espacios intermedios de las bandas enteramente límpidas, se ven las globulitas alineadas formando margaritas. Cerca de Zacualtipán, en el Durazno, donde hubo fábrica de cuchillos de los indios, se encuentran también las obsidianas globulíticas mezcladas con hilos ó triquitas opacas en la forma que representa la fig. 4 de la lám. XI.

Series de triquitas negras muy finas en forma de estrellas y cabellos se encuentran en las obsidianas negras de las faldas del Cofre de Perote, en Teziutlán, en Villa de Libres, del Estado de Puebla, y en la cima de la Sierra de Juanacate al Norte de Ixtlán, Tepic. Estos cabellos tienen á veces adheridos granitos y cuadrados de óxido negro de fierro. Entre las triquitas se encuentran algunas pequeñas microlitas y numerosos cristalitos microlíticos de sanidino reconocibles á la luz polarizada. Damos un ejemplo de triquitas en la fig. 5, lám. XI, tomado de una obsidiana que se dice procede de las faldas del Volcán de las Vírgenes, en la Baja California; quizá sea algún fragmento rodado.

Obsidianas bastante desvitrificadas abundan en muchos lugares de México. Dicha desvitrificación consiste en la producción de muy pequeños y fuertemente aglomerados cristalitos aciculares ó barritas, orientadas según el escurrimiento del vidrio y agrupados en bandas. Fig. 6, lám. XI. Cuando estas microlitas, que polarizan débilmente entre los nicols cruzados, son muy abundantes, la roca pierde la transparencia del vidrio y adquiere un ligero color gris y suele llevar numerosos cristalitos de sanidino; las microlitas son probablemente también de ese feldespato. No son raras, sin embargo, diseminadas entre éstas, agujitas de color verde amarillento probablemente de augita.

Las microlitas unas veces son de tamaño y espesor uniforme, como las de la obsidiana negro-agrisada de Maravatío, Michoacán, ó como las de la hacienda de Ajuchitlán, cerca de Tolimán, en Querétaro; otras son de extremos bifurcados ó ensanchados y de poca longitud comparada con su espesor, como las de la barranca de Santa María en el Distrito de Otumba (México). Estas microlitas pasan á verdaderos cristales cuando adquieren mayor tamaño, y de éstos se ve sembrada la roca cuando se examina á la luz polarizada. Un aspecto muy parecido tienen las microlitas feldespáticas diseminadas en la obsidiana del cerro del Calvario, en Atlacomulco, Distrito de Ixtlahuaca (México).

Nos queda por último hacer mención de las obsidianas de color, cuyo tipo es la obsidiana de Maravatío en Michoacán. Los colores dominantes son el

rojo anaranjado y el pardo, casi siempre salpicado de manchas y de cintas negras. Por la distribución de los tintes, se reconoce á veces que grandes masas están formadas de fragmentos soldados, hecho que se repite en pequeño al microscopio y que da por lo tanto la estructura eutaxítica, pues que no sólo estas partes soldadas ofrecen distinto color y grado de desvitrificación, sino que se asocian á fragmentos llenos de vesículas casi con la estructura de la pómez.

Con las obsidianas coloridas sucede como con las retinitas, que el color es debido á una materia ferruginosa que en la forma de pequeños granos muy unidos se aisla en formas caprichosas en la masa del vidrio incoloro; así se observan las obsidianas rojas de Maravatío; y las de Pénjamo en el Estado de Jalisco. En el vidrio incoloro abundan muy pequeñas microlitas, probablemente feldespáticas, en contraste con las partes coloridas que, además del pigmento granuloso, sólo se encuentran agujitas pardas y triquitas, resultantes de la fusión de los gránulos. Esto es claramente visible en la obsidiana parda del cerro de las Navajas; en la de Santa Ana Acatlán, Sayula, Jalisco, en la que aunque la materia colorante parece hallarse en disolución, á medida que aumentan las agujas y triquitas pardas disminuye la intensidad del color. Lo mismo sucede con las obsidianas pardas de cerca de Guadalupe de los Reyes, en el Distrito de Cosalá, Sinaloa.

La pómez.

Asociada casi constantemente á las rocas vítreas antes mencionadas, se encuentra la pómez que es también un vidrio de color claro, de aspecto esponjoso ó subdividido en fibras á causa de un gran número de vesículas y cavidades.

Como producto de las erupciones de rhyolitas y andesitas, la abundancia de la pómez en México es extraordinaria, y proviene de la calcinación de fragmentos de las rocas vítreas. Sea en fragmentos ó en pequeñas partículas, se halla constantemente en las tobas.

Para no incurrir en repeticiones y por ser tan característica, no hacemos de la pómez especial descripción.

Las brechas y tobas rhyolíticas.

En casi todas las áreas extensas rhyolíticas de México es común encontrar los productos detríticos que acompañaron á las erupciones de las rocas ácidas. Unas veces son fragmentos de estas rocas macizas fuertemente aglutinados y prensados entre sí; otras veces los fragmentos se hallan cementados por un magma vítreo ó criptocristalino con estructura de escurrimiento, teniendo además envueltos fragmentos esquinados de cuarzo y sanidino. Las brechas rhyolíticas ocupan por regla general el borde de las grandes corrientes, quizá próximos á los puntos de erupción, lo que no siempre se puede apreciar por los

cambios que determina la erosión; se encuentran igualmente en apófisis aislados, ó por último, en las paredes de las fracturas ó declives de los hundimientos y en todas partes donde ha habido desalojamientos bruscos capaces de triturar las rocas. En ciertos casos, las brechas son puramente ígneas, es decir, que fragmentos sólidos de roca han caído en un baño fundido que las ha en parte redisuelto, encontrándose allí no sólo pedazos de rhyolitas, sino también de otras rocas, especialmente andesitas. En otros ejemplos, la formación de las brechas es un fenómeno originalmente mecánico, pero modificado después por acciones secundarias químicas, tales como circulación de aguas que dejan un depósito silizoso incrustante que viene á servir en definitiva de cemento y transformando en parte los elementos primordiales de las rocas. De esta manera resulta un aspecto muy variado de las brechas, no sólo por el estado de los fragmentos de las rocas, ora frescos, sin alteración, ora transformados por una sobre-oxidación del fierro ó cambio de los minerales ferromagnésicos en productos verdes, calcita, etc., sino también por el estado de los fragmentos de cristales, que con frecuencia se encuentran aislados. En efecto, la mica ó la hornblenda se desagregan y nadan en partículas finas alteradas alrededor del núcleo del cristal de que provienen; los feldespatos suelen cambiarse en micropertita, se llenan de cavidades gaseosas y se alteran en los bordes en esponjas micropoikilíticas, al igual que algunos granos de cuarzo, sobre todo en aquellas brechas endurecidas por la silicificación.

No haremos especificación de estos hechos en el gran número de brechas rhyolíticas que poseemos de todas partes del país, puesto que muchas tienen puntos de contacto, demostrando la identidad de condiciones en su formación.

En los campos rhyolíticos de Pachuca, de Guanajuato, de Zacatecas, de Fresnillo, de Sombrerete, de Indé, de la Yesca, del río de Santiago en Jalisco, del Nayarit, etc., etc., aparecen las brechas, todas en regiones profundamente denudadas, y vamos á encontrarlas del mismo modo hasta en los confines del país, como en Presidio del Norte, en Chihuahua ó en la Isla de Espíritu Santo en la Baja California.

De brechas rhyolíticas y dacíticas se compone la elevada Bufa de Mascota ó del Real Alto, frente á las costas del Pacífico en Jalisco (12), que ha podido resistir á la erosión por la poderosa impregnación de sílice en las rocas y que cubre una área bastante considerable alrededor de las vetas minerales que se hallan en los flancos de la montaña.

Por un fenómeno semejante de silicificación, ciertas brechas andesíticas toman la apariencia de brechas de rocas ácidas, cuando la roca en pedazos se altera; de este modo pueden tomarse como de rhyolitas, las brechas andesíticas que se encuentran en un gran número de distritos mineros mexicanos.

Parecidas consideraciones á las anteriormente indicadas tendríamos que hacer con respecto á las tobas rhyolíticas que tienen vastísima distribución y

una importancia considerable desde el punto de vista fisiográfico, pues que dan á las regiones rhyolíticas del país una fisonomía característica, principalmente en la región montañosa occidental.

Las tobas marcan allá períodos sucesivos de erupciones, pues que se hallan intercaladas entre los grandes mantos de lavas macizas. Las tobas han regularizado las pendientes rocallosas, nivelado las mesetas, y han permitido por su fácil desintegracióu, la apertura de cañones, la formación de escarpadas cornisas en sus bordes, la salida de las aguas al Océano, etc.

Si en su origen las tobas han escurrido como torrentes de lodo, han formado acumulaciones de espesor considerable que la erosión ha modelado á su capricho; se ha tajado en centenares de metros para dar paso al río Grande cerca de Guadalajara, da taludes y escalones en las Sierras de Tepic; ó mezcladas con tobas, dan un campo erizado de muros y de torres como en la Sierra Fría al S.W. de Zacatecas. Los flancos del valle de Oaxaca y de la Sierra de Ixtlán se cubren de tobas rhyolíticas de color blanco y verdosas, bastante consistentes y homogéneas para haberlas podido utilizar los indios en la magnífica decoración de los palacios de Mitla.

En la obra de Félix y Lenk[1] se describen las tobas verdosas y rhyolitas del valle de Oaxaca, así como una rhyolita nevadítica de la cañada del Rosario al W. de Tlaxiaco en la Mixteca.

Al fin de las erupciones de lavas rhyolíticas macizas en muchos lugares de México, queda por mucho tiempo como manifestación de este período de volcanismo, la emisión de productos detríticos que se acumulan en grande cantidad y cubren las depresiones en donde sufrieron una verdadera sedimentación, no sólo por las aguas frías que llenaban esas depresiones, sino también por las aguas termales, productos de los mismos volcanes y que llevaban sílice en disolución que vino á depositarse juntamente con las tobas. Las tobas volcánicas de color rosado forman en Guanajuato los grandes muros de las Bufas; sobre ellas se encuentran las tobas blanco-verdosas sedimentadas que se extienden sobre las areniscas y tobas silicificadas llamadas Loceros. En el Manzano, Real del Monte, tobas rhyolíticas blancas intercaladas de capitas de piedra córnea se extienden casi horizontales en los flancos del macizo rhyolítico ó Bufa del Aguila.[2] Capas muy denudadas de tobas parecidas se encuentran también en las montañas de Zacatecas, de Guanajuato, de Guadalupe y Calvo y de tantas otras regiones mineras de la Sierra Madre, cuya lista sería larga.

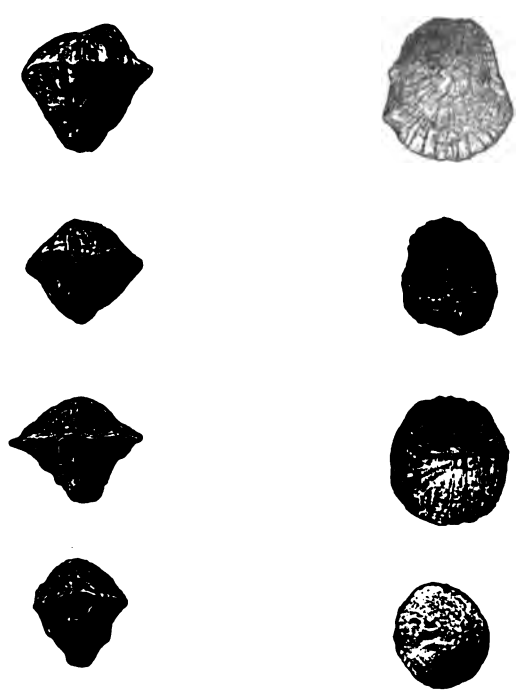
El Paleotrochis.

Hace muchos años, el profesor E. Emmons, de North Carolina, descubrió en una poderosa formación de cuarcitas y conglomerados, juntamente con va-

1 Beitr. z. Geol. u. Palaontol. d. Republik Mexico, II, 1899.
2 El Real del Monte.—Bol. del Inst. Geol. de México, núm. 12, 1899.

rias concreciones, unas formas estriadas bicónicas, que supuso de origen orgánico y á las que designó con el nombre de Paleotrochis.

Después del estudio de Emmons, estos supuestos fósiles han pasado por las manos de muchos observadores, y algunos han estudiado también el yacimiento, habiendo llegado á la conclusión de que las rocas en que se encuentran son de origen volcánico, y de que las formas bicónicas no son más que simples concreciones silizosas. Formas enteramente semejantes han sido encontradas en las tobas rhyolíticas toscamente estratificadas de la cima del cerro del Capulín, cerca de Santa Rosa, en la Sierra de Guanajuato. Algunos ejemplares de este lugar fueron enviados á varios especialistas por el Dr. A. Dugés, de Guanajuato. El profesor H. S. Williams, escribió en 1897 un pequeño artículo: "On the occurrence of Paleotrochis in volcanic rocks in Mexico,"[1] en el que se refiere á los ejemplares remitidos á Yale College por el naturalista de Guanajuato. Demostrado por el Sr. Williams el origen inorgánico del Paleotrochis mexicano, su artículo se concreta á sugerir el modo de formación de estas curiosas concreciones.



Posteriormente, el Sr. J. S. Diller[2] hace un estudio más completo de los dobles conos de N. Carolina y de las rocas ácidas en que vienen; demuestra por el estudio microscópico que muchos de los Paleotrochis son sectores ó

1 Am. Jr. of Sc. Vol. VII, núm. 41, 1899.
2 Origin of Paleotrochis.—Am. Jr. of Sc. Vol. VII, núm. 41, 1899.

partes de esferolitas, existiendo así íntima relación entre dichas formas y las rocas que las empotran.

Las figuras adjuntas, de tamaño natural y en dos posiciones, dan buena idea de las concreciones del cerro del Capulín. La superficie finamente estriada de los conos está cubierta de una costra blanca ó ferruginosa. Suprimida esta costra se obtiene un color ligeramente azul ó rosado y la textura franca de la calcedonia. El interior de estas concreciones está invariablemente formado de numerosos cristales de cuarzo hialino, prensados los unos con los otros y radiando de la superficie exterior de los conos hacia el centro, donde suele haber una pequeña cavidad. La capa exterior de calcedonia es solamente de 1 á 2 mm. de espesor y en banditas muy delgadas paralelas á la superficie. Al microscopio se ve la estructura fibrosa y radiante de la calcedonia ó en esferolitas con cruz negra.

Tanto por el yacimiento como por la naturaleza, el Paleotrochis de Guanajuato se asemeja mucho al del Japón, según resulta de la suscinta descripción dada por Diller[1] de los ejemplares remitidos por el Sr. Kochibi, al Museo Nacional de Washington.

Bastante difícil nos parece hallar una explicación satisfactoria del modo de formación de estas concreciones, que indudablemente resultan de un depósito de sílice en una pequeña cavidad por aguas en circulación y favorecido por la poca compacidad que originalmente tendrían las tobas rhyolíticas en que se encuentran los susodichos dobles conos, que por simple curiosidad podrían seguir llevando el nombre de Paleotrochis.

1 J. S. Diller, op. cit.

TABLA DE LOS ANALISIS DE ALGUNAS RHYOLITAS.[1]

	SiO^2	Al^2O^3	Fe^2O^3	K^2O	Na^2O
Núm. 1.—Felsonevadita.—Peña del Aguila, Real del Monte, Hidalgo	70.74	.....	.....	2.24	3.50
„ 2.—Rhyolita.—Cantera de Tapasco, Mineral del Oro, México	75.92	.....	.....	3.36	2.12
„ 3.—Rhyolita.—Sierra de la Parida, Zacatecas y Tepic	72.20	.....	.....	4.40	3.18
„ 4.—Rhyolita.—Mina de Zapopan, La Yesca, Territorio de Tepic	73.00	.....	.....	3.49	3.75
„ 5.—Rhyolita.—Cerro de Chichíndaro, Guanajuato	71.00	12.48	3.48	3.23	3.42
„ 6.—Litofisas.—Peña del Aguila, Real del Monte, Hidalgo	72.10	10.88	3.68	2.80	4.10
„ 7.—Litofisas llenas de ópalo, Tequixquiapan, Querétaro	76.04	.....	.....	3.96	3.10
„ 8.—Rhyolita alterada.—Cerro de Chichíndaro, Guanajuato	70.26	11.00	4.08	2.65	3.69
„ 9.—Litoidita.—Tequixquiapan, Querétaro	71.46	.....	.....	2.36	4.32
„ 10.—Litoidita.—Hacienda San Gregorio, Valle de Allende, Chihuahua	71.68	.....	.....	2.70	4.50
„ 11.—Litoidita.—Chichíndaro, Guanajuato	70.52	11.00	1.80	4.00	4.10
„ 12.—Litoidita azul.—Hacienda Cuyamaloya, Sierra de Pachuca, Hidalgo	70.46	11.18	4.98	4.28	4.60
„ 13.—Masa de esferolitas.—Analco, Ciudad de Durango	72.20	.....	.....	3.88	4.11
„ 14.—Litoidita axiolítica.—Acacico, Yahualica, Jalisco	81.50	.....	.....	1.47	1.56
„ 15.—Litoidita jaspeada.—Cerro del Ocote, Tula, Hidalgo	74.92	10.25	1.60	4.30	4.48
„ 16.—Retinita con bandas de litoidita azul.—Un acantilado de las Navajas, Sierra de Pachuca, Hidalgo	69.40	12.00	3.78	2.36	4.30
„ 17.—Retinita.—Picacho del Xicuco, Tula, Hidalgo	68.30	.....	.....	2.72	3.56
„ 18.—Obsidiana.—Base de la Peña del Jacal, Sierra de Pachuca, Hidalgo	74.81	13.11	3.82	4.01	3.89
„ 19.—Obsidiana.—Base de la Peña del Jacal, Sierra de Pachuca, Hidalgo	73.50	.....	.....	2.90	4.40
„ 20.—Obsidiana.—Cima de la Sierra de Juanacate, Ixtlán, Tepic	74.21	.....	.....	2.46	4.40
„ 21.—Obsidiana.—Taxco, Distrito de Alarcón, Guerrero	68.16	.....	.....	2.40	1.98

1 J. de D. Villarello.—Laboratorio de Química del Instituto Geológico.

LISTA DE LOCALIDADES.

	Págs.
Acacico, Yahualica, Jal	5 y 55
Acámbaro, Guan	17
Acaponeta, T. de Tepic	52
Aguascalientes	37
Ahuacatlán, T. de Tepic	6
Altotonga, Cantón de Jalacingo, Ver	64
Analco, ciudad de Durango	30, 47 y 55
Apaseo el Alto, Guan	60 y 61
Asientos, Part. de Ocampo, Aguascal	61
Azoyatla, cerca de Pachuca, Hid	19 y 49
Bajío, Quer. Guan	31, 37 y 38
Barranca de Ojo de Agua, El Oro, Méx	61
Barranca de Santa María, Otumba, Méx	65
Bernal, Dist. de Cadereyta, Quer	36
Boquillas de Corral de Piedra, Parral, Chih	22
Boquillas del Muerto, Dur	27
Bufa del Aguila, Real del Monte, Hid	68
Bufa de Zacatecas, Zac	47 y 49
Bufa de Mascota, Cantón de Mascota, Jal	67
Bufa de Guanajuato, Guan	68
Cadereyta, Quer	34, 35 y 54
Calamahí, Baja Cal	54
Canteras del Manzano, Real del Monte, Hid	68
Cañada del Rosario, Tlaxiaco, Oax	68
Cascada de San Diego, El Chico, Hid	18
Casahuates, Tasco, Guerr	57
Cañada del Monte, Guanajuato, Guan	57
Cerro Mercado, Durango, Dur	5, 47 y 54
Cerro del Aguila, Real del Monte, Hid	6
Cerro Grande, Mineral de Pozos, Guan	6

Págs.

Cerezo, Pachuca, Hid 9
Cerro de Chichíndaro, Guanajuato, Guan ..... 9, 11, 17 y 54
Cerro del Nayal, Guanajuato, Guan 12
Cerro de las Navajas, Sierra de Pachuca, Hid. 16, 29, 31, 38, 39, 40, 41, 42, 43, 51 y 64
Cerro de la Castellana, Pref. de Ahuacatlán, Tep ..... 23 y 56
Cerro del Calvario, León, Guan ..... 37 y 38
Cerro del Huisteco, Tasco, Guerr ..... 38 y 57
Cerro Grande, Zápuri, Chih 46
Cerro del Almagre, ciudad de Durango ..... 48 y 49
Cerro del Gil, Zacatecas, Zac 53
Cerro Caliente, Zacatecas, Zac 53
Cerro del Frijol, Zacatecas, Zac 53
Cerro de Nochebuena, Zacatecas, Zac 53
Cerro de Matapulgas, Zacatecas, Zac 53
Cerro del Grillo, Zacatecas, Zac 53
Cerro de la Calavera, Zacatecas, Zac 53
Cerro de San Ignacio de la Bufa, Guanajuato, Guan 54
Cerro del Ocote, Tula, Hidalgo ..... 54 y 64
Cerro de la Cruz, Pachuca, Hid 57
Cerro Judío, Pachuca, Hid 59
Cerro de Albadeliste, Tejupilco, Méx 60
Cerro del Obispo, camino de Durango á San Dimas, Dur 61
Cerro Xicuco, Tula, Hid ..... 61 y 62
Cerro de Altamira, Asientos, Aguascal 61
Cerro de la Cruz, Puruándiro, Mich 62
Cerro de Buenavista, Dist. de Apam, Hid 62
Cerro del Calvario, Atlacomulco, Ixtlahuaca, Méx 65
Cerro de las Navajas, Santa Ana Acatlán, Sayula, Jal 66
Cerro del Capulín, Santa Rosa, Guan 69
Comanjillas, Guan 28
Cosihuiriáchic, Dist. de Iturbide, Chih 57
Cofre de Perote, Ver 65
Curucupaceo, Mich ..... 13 y 47
Chichimequillas, Guan 38
Cumbres de Barranca Grande, San José de Gracia, Sin 14
Durazno, cerca de Zacualtipán, Hid 65
Encarnación, Jalostotitlán, Jal 37
Etzatlán, Jal 63
Fresnillo, Zac 67
Guadalcázar, S. L. P ..... 9 y 60
Guadalupe y Calvo, Dist. de Mina, Chih ..... 57 y 68
Guadalupe Ocotán, Nayarit, T. de Tepic 52
Guadalupe de los Reyes, Cosalá, Sin 66
Guanaceví, Part. de Papasquiaro, Dur 26
Guanajuato 67
Hacienda de Esperanza, Tequixquiapan, Quer 34
Hacienda de Santillán, Tequixquiapan, Quer ..... 35, 36 y 48
Hacienda de San Pedro, Mun. de Reyes, S. L. P 46

Págs.

Hacienda de Chicavasco, Actópam, Hid 50
Hacienda de Bledos, Santa María del Río, S. L. P 54
Hacienda de San Gregorio, Valle de Allende, Chih 54
Hacienda del Guajolote, Sierra de Pachuca, Hid. 39
Hacienda de Ajuchitlán, Tolimán, Quer 65
Huajimíc, T. de Tepic 52
Hostotipaquillo, Cantón de Ahualulco, Jal 56
Huayacocotla Cantón de Chicontepec, Ver ..... 19 y 38
Huitzuco, Guerr 61
Indé, Dur ..... 27 y 67
Isla de Espíritu Santo, Baja Cal 67
Jerécuaro, Guan 5
Jesús María, Chih 57
Jesús María, Sierra de Morones, Zac 62
León, Guan ..... 37 y 38
Maravatío, Mich ..... 63, 65 y 66
Mazatlán, Sin 52
Mezquital del Oro, Juchipila, Zac ..... 22, 25, 51, 52 y 56
Mina de Cabrera, Real del Monte, Hid 11
Mina de Nevada, Real del Monte, Hid 13
Mina de Cabrera, Pref. de Ahuacatlán, T. de Tepic ..... 23 y 56
Mojonera, cerca de Durango, Dur 24
Molango, Hid 61
Nayarit, T. de Tepic ..... 56 y 67
Oputo, Dist. de Moctezuma, Son 54
Pachuca, Hid 67
Parral, Chih 52
Paso de Ibarra, río de Tololotlán, Jal 62
Paso de los Bueyes, T. de Tepic 20
Pénjamo, Jal 66
Peña del Jacal, Sierra de Pachuca, Hid ..... 38, 42, 59 y 64
Peña del Zumate, Real del Monte, Hid 48
Pozos, San Luis de la Paz, Guan 60
Poro, Mich 64
Presidio del Norte, Chih 67
Puerto de Plata, San Felipe Torres Mochas, Guan 54
Rancho de Piloncillos, Camino de Durango á San Dimas 61
Rancho de la Trinidad, Tequixquiapan, Quer ..... 34 y 54
Rancho del Zacatón, Pozos, Guan 61
Real Alto, Cantón de Mascota, Jal 67
Río de Cardones, Guanajuato, Guan 12
Río Chico, camino de Durango á Mazatlán 16
Río Nazas, Dur 24
Santuario, ciudad de Durango 46
San Miguel de Allende, Guan ..... 48 y 54
San Sebastián, Cantón de Mascota, Jal 57
San Esteban, Real del Monte, Hid 53
Sierra del Carmen, El Oro, Dur 5

Págs.

Sierra de la Parida, Zac. Tep.....6 y 18
Sierra de los Reyes, Jiménez, Chih..... 7
Sierra de la Yesca, T. de Tepic.....16, 57 y 67
Sierra Pinta, Dist. de Altar, Son..... 18
Sierra de Villanneva, Zac..... 21
Sierra de Jerez, Zac..... 21
Sierra del Oso, Indé, Dur.....26, 46 y 57
Sierra de Álica, T. de Tepic.....27 y 52
Sierra del Pabellón, Ojinaga, Chih..... 46
Sierra del Sacramento, Iturbide, Chih..... 46
Sierra de Nancititla, Guerr..... 46
Sierra de Canoas, S. L. P..... 56
Sierra de Candela, Dur..... 57
Sierra de Gamón, Dur..... 60 y 62
Sierra de Ixtlán, Oax..... 68
Sierra Fría, Zac..... 68
Sierra de Tulancingo, Hid..... 61
Sierra de Morones, Zac..... 62
Sierra de Juanacate, Ixtlán, T. de Tepic..... 65
Sombrerete, Zac..... 67
Sultepec, Méx..... 13
Tepezalá, Sierra de Pachuca, Hid..... 56
Tequixquiapan, Quer.....31, 33 y 34
Texcaltitlán, Temascaltepec, Méx..... 27
Teziutlán, Pueb..... 65
Tlauzingo, Pueb..... 57
Tlaxiaco, Oax..... 68
Tohayana, Dist. de Mina, Chih..... 7
Tuzamapa, cerca de Tulancingo, Hid..... 64
Valle de Oaxaca, Oax..... 68
Valle de Allende, Chih..... 27
Villa de Libres, Pueb..... 65
Villanueva, Zac..... 22
Volcán de las Vírgenes, Baja Cal..... 65
Zacatecas.....52, 53, 57 y 67
Zacualtipán, Hid..... 38
Zimapán, Hid.....32 y 38
Zomelahuacán, Ver..... 64
Zopilote, Pref. de Ixcuintla, T. de Tepic.....8 y 56

LÁMINA VI.

1.—Magma esferolítico; esferolitas con cruz negra. × 30. Luz pol. Rhyolita. Río Chico, camino de Durango á Mazatlán.

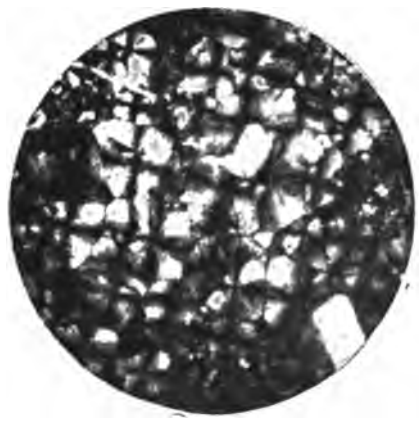
2.—Corte de una esferolita opaca por acumulación de granulaciones ferruginosas. × 30. Luz nat. Rhyolita de la Cascada de San Diego, Mineral del Chico, Hidalgo.

3.—Partículas ferruginosas y triquitas ordenadas radialmente en la masa de una esferolita. Luz nat. × 30. Rhyolita de Azoyatla, cerca de Pachuca, Hidalgo.

4.—Esferolita de contorno poligonal. × 30. Luz nat. Rhyolita del Paso de los Bueyes, Río de Santiago, Territorio de Tepic.

5.—Esferolitas formadas de manojos de fibras feldespáticas. × 25. Luz pol. Rhyolita. Río de Santiago, Territorio de Tepic.

6.—Esferolitas excéntricas con forma de abanico. Manojos de fibras feldespáticas con intercalaciones de granos de cuarzo aglomerados. × 25. Luz pol. Río de Santiago, Territorio de Tepic.



1

2

3

4

5

6

LÁMINA VII.

1.—Restos de esferolitas en forma de pincel. × 30. Luz pol. Rhyolita. Río de Santiago, Territorio de Tepic.

2.—Tapiz esferolítico. × 15. Luz pol. Rhyolita. Cadereyta, Querétaro.

3.—Grande esferolita alrededor de un cristal de sanidino. × 20. Luz pol. Cerro de la Castellana, Ahuacatlán, Tepic.

4.—Esferolita fibrosa rodeada de pasta granofírica. × 20. Luz pol. Cerro de la Castellana, Ahuacatlán, Tepic.

5.—Esferolita con núcleo de pasta granofírica. × 20. Luz pol. Rhyolita. Cerro de la Castellana, Ahuacatlán, Tepic.

6.—Esferolita porosa formada de microlitas de sanidino separadas por tapiz de tridymita. × 20. Luz pol. Rhyolita. Cerro de la Mojonera, cerca de Durango.

1

2

3

4

5

6

LÁMINA VIII.

1.—Axiolitas. × 20. Luz pol. Rhyolita. Arroyo de las Canteras, Valle de Allende, Chihuahua.

2.—Cristalitos de sanidino incluídos en grandes playas de cuarzo. × 25. Luz pol. Rhyolita con litofisas. Tequixquiapan, Querétaro.

3.—Esferolita con media luna de laminitas de tridymita. × 25. Luz nat. Rhyolita. Pachuquilla. Pie de la Sierra de Pachuca, Hidalgo.

4.—Microlitas de sanidino. Luz pol. × 25. Litoidita azul. Las Navajas, Sierra de Pachuca, Hidalgo.

5.—Cuarzo esponjoso ó micropoikilítico. × 20. Luz pol. Rhyolita. Bufa de Zacatecas.

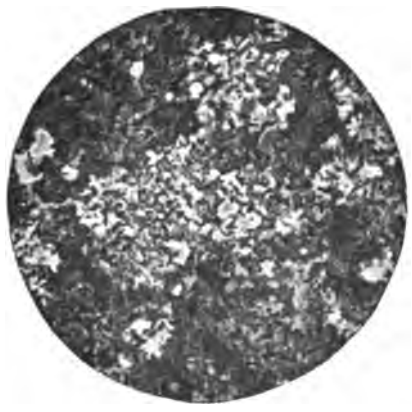
6.—Tejido interesferolítico de cuarzo y microlitas de feldespato. × 25. Luz pol. Rhyolita. San Miguel de Allende, Guanajuato.

1

2

3

4



5

6

LÁMINA IX.

1.—Cuarzo vermiforme. × 15. Luz pol. Rhyolita. Cerrito del Almagre, Durango.

2.—Cristalización simultánea de cuarzo y feldespato. Micropegmatita. × 20. Luz pol. Rhyolita. Azoyatla, Pachuca, Hidalgo.

3.—Micropegmatita en el magma de una rhyolita, × 20. Luz pol. Chicavasco, Actopan, Hidalgo.

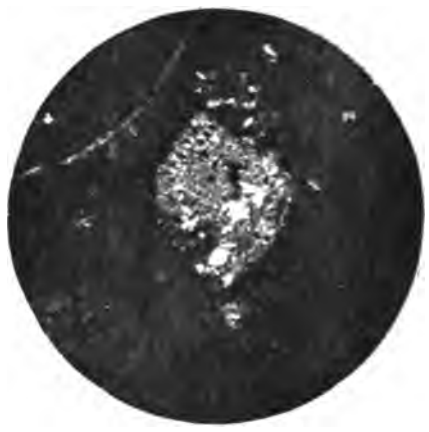
4.—Sección de un gran cristal de plagioclasa en macles de la albita y de la periclina. × 15. Luz pol. Cerro de Mercado, Durango.

5.—Litoidita. × 25. Luz pol. Mezquital del Oro, Zacatecas.

6.—Estructura de una litoidita. Principio de formación de esferolitas. × 25. Luz nat. Mezquital del Oro, Zacatecas.

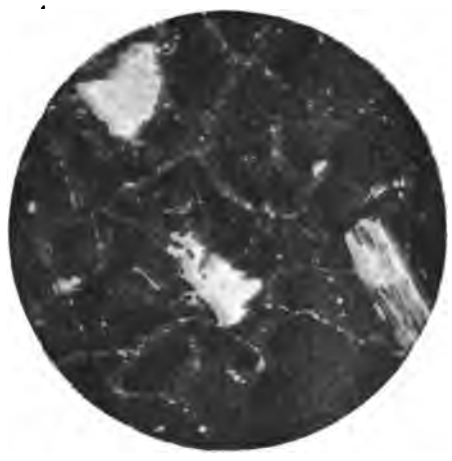
1

2



3

4



5

6

LÁMINA X.

1.—Retinita con bandas de litoidita. Sierra de Gamón cerca de Durango.

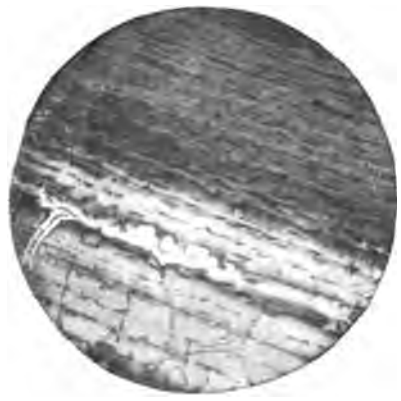
2.—Retinita gris manchada de rojo. Apaseo el Alto, Guanajuato.

3.—Estructura perlítica de la retinita de la barranca de Ojo de Agua. El Oro, Ixtlahuaca, México.

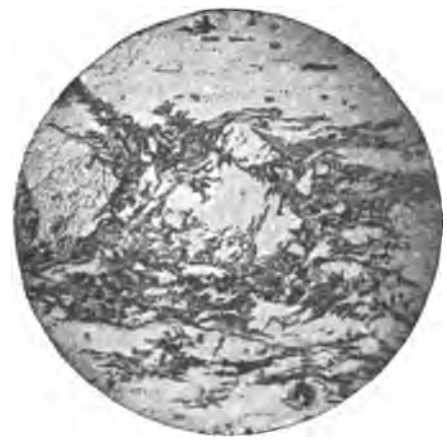
4.—Roca vítrea y litoídica en estructura eutaxítica. Mezquital del Oro, Zacatecas.

5.—Estructura de la retinita de la Sierra de Ramírez, Distrito de Viezca, Coahuila.

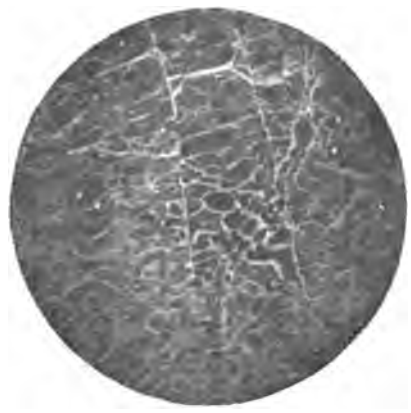
6.—Estructura de la pómez. Cerro del Ocote, Tula, Hidalgo.



1



2



3

4

5

6

LÁMINA XI.

1.—Estructura de una litoidita. × 25. Luz nat. Cumbre de Calabazas, San José de Gracia, Sinaloa.

2.—Vidrio pumítico. × 25. Cerca de Amealco, Querétaro.

3.—Burbujas gaseosas. × 100. Obsidiana del cerro de las Navajas, Sierra de Pachuca, Hidalgo.

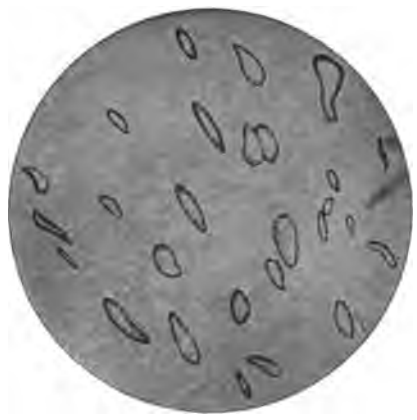
4.—Triquitas. × 250. Obsidiana del Volcán de las Vírgenes, Baja California.

5.—Agregados globulíticos. × 300. Obsidiana del Durazno, Zacualtipán, Hidalgo.

6.—Microlitas. × 300. Obsidiana negra de Maravatío, Michoacán.

1

2



3

4

5

6

INDICE.

	Págs.
Introducción	3
Nevaditas	5
Rhyolitas holocristalinas	7
Rhyolitas de magna micro y criptocristalino	9
Esferolitas	14
Axiolitas	24
Litofisas	28
Rhyolitas con sanidino de reflejo azul	45
Rhyolitas con magma micropoikilitico	47
La micropegmatita	49
Litoiditas	50
Rhyolitas alteradas	55
Retinitas	58
La Marekanita	62
Obsidianas	63
Pomez	66
Las brechas y tobas rhyolíticas	66
El Paleotrochis	68
Tabla de los análisis de algunas rhyolitas	71
Lista de localidades	73

L'Institut Géologique du Mexique recevra avec grand intérêt les publications concernant la Géologie, la Géographie physique et l'Histoire Naturelle en général, en échange de son BULLETIN *qui se publie par cahiers in 4° avec gravures et planches. Le numéro 1 de ce recueil a paru avec le titre de "Boletín de la Comisión Geológica de México."*

Adresse:

Instituto Geológico de México.
Calle del Passo Nuevo, núm. 2.

MEXICO, D. F.
MEXIQUE.

Amérique du Nord.

L'Institut Géologique a installé ses départements d'une manière provisoire dans la *Calle del Paseo Nuevo núm. 2;* on est prié de vouloir bien prendre note de sa nouvelle adresse, et aussi de son indépendance absolue de l'Ecole des Ingénieurs dont il a reçu autrefois une gracieuse hospitalité.

On est prié instamment d'accuser réception. Dans le cas où cette formalité aurait été négligée, on serait considéré comme ne désirant plus continuer à recevoir les publications de l'Institut Géologique du Mexique.

Stanford University Library
APR 11 1902

SECRETARIA DE FOMENTO, COLONIZACION É INDUSTRIA.

BOLETÍN

DEL

INSTITUTO GEOLÓGICO DE MÉXICO

NUMERO 16

LOS CRIADEROS DE FIERRO DEL CERRO DE MERCADO, DURANGO,

Y DE LA

HACIENDA DE VAQUERIAS, HIDALGO.

MEXICO
OFICINA TIP. DE LA SECRETARIA DE FOMENTO
Calle de San Andrés número 15.

1902

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

Núm. 1.—Fauna Fósil de la Sierra de Catorce, por A. del Castillo y J. G. Aguilera.—1895—56 pp., 24 lám.

Núm. 2.—Las Rocas Eruptivas del S.O. de la Cuenca de México, por E. Ordóñez.—1895—46 pp., 1 lám.

Núm. 3.—La Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán, por C. Sapper.—1896—58 pp., 6 lám.

Núms. 4, 5 y 6.—Bosquejo Geológico de México.—1897—272 pp. 5 lám.

Núms. 7, 8 y 9.—El Mineral de Pachuca.—1897—184 pp., 14 lám.

Núm. 10.—Bibliografía Geológica y Minera de la República Mexicana por R. Aguilar y Santillán.—1898.—158 pp.

Núm. 11.—Catálogos sistemático y geográfico de las especies mineralógicas de la República Mexicana, por José G. Aguilera.—1898.—158 pp.

Núm. 12.—El Real del Monte, por E. Ordóñez y M. Rangel.—1899.—108 pp., 26 lám.

Núm. 13.—Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México, por Emilio Böse.—1899.—54 pp. 3 lám.

Núm. 14.—Las Rhyolitas de México (Primera parte), por E. Ordóñez.—1900.—78 pp. 6 lám.

Núm. 15.—Las Rhyolitas de México (Segunda parte), por E. Ordoñez.—1901.—78 pp. 6 lám.

Núm. 16.—Los criaderos de fierro del Cerro del Mercado en Durango, por M. F. Rangel, y de la Hacienda de Vaquerías, Estado de Hidalgo, por J. D. Villarello y E. Böse.—1902.—144 pp. 5 lám.

INSTITUTO

GEOLOGICO DE MEXICO

BOLETIN NUM. 16.

BOLETIN

DEL

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

Núm. 1.—Fauna Fósil de la Sierra de Catorce, por A. del Castillo y J. G. Aguilera.—1895—56 pp., 24 lám.

Núm. 2.—Las Rocas Eruptivas del S.O. de la Cuenca de México, por E. Ordóñez.—1895—46 pp., 1 lám.

Núm. 3.—La Geografía Física y la Geología de la Península de Yucatán, por C. Sapper.—1896—58 pp., 6 lám.

Núms. 4, 5 y 6.—Bosquejo Geológico de México.—1897—272 pp. 5 lám.

Núms. 7, 8 y 9.—El Mineral de Pachuca.—1897—184 pp., 14 lám.

Núm. 10.—Bibliografía Geológica y Minera de la República Mexicana por R. Aguilar y Santillán.—1898.—158 pp.

Núm. 11.—Catálogos sistemático y geográfico de las especies mineralógicas de la República Mexicana, por José G. Aguilera.—1898.—158 pp.

Núm. 12.—El Real del Monte, por E. Ordóñez y M. Rangel.—1899.—108 pp., 26 lám.

Núm. 13.—Geología de los alrededores de Orizaba, con un perfil de la vertiente oriental de la Mesa Central de México, por Emilio Böse. —1899.—54 pp. 3 lám.

Núm. 14.—Las Rhyolitas de México (Primera parte), por E. Ordóñez. —1900.—78 pp. 6 lám.

Núm. 15.—Las Rhyolitas de México (Segunda parte), por E. Ordoñez. —1901.—78 pp. 6 lám.

Núm. 16.—Los criaderos de fierro del Cerro del Mercado en Durango, por M. F. Rangel, y de la Hacienda de Vaquerías, Estado de Hidalgo, por J. D. Villarello y E. Böse.—1902.—144 pp. 5 lám.

INSTITUTO GEOLOGICO DE MEXICO.

DIRECTOR, JOSÉ G. AGUILERA.

LOS CRIADEROS DE FIERRO

DEL

CERRO DE MERCADO EN DURANGO

POR M. F. RANGEL

Y DE LA HACIENDA DE VAQUERIAS, ESTADO DE HIDALGO

POR

J. D. VILLARELLO Y E. BÖSE.

MÉXICO

OFICINA TIPOGRÁFICA DE LA SECRETARÍA DE FOMENTO

Calle de San Andrés núm. 15 (Avenida Oriente 51.)

1902

VISTA DEL CERRO DEL MERCADO. DURANGO.

CRIADERO DE FIERRO DEL CERRO DE MERCADO, DE DURANGO, POR EL INGENIERO M. F. RANGEL.

La Sierra Madre Occidental atraviesa al Estado de Durango con una dirección casi de N. á S., teniendo una altura media de 2,500 á 3,000 metros sobre el nivel del mar. Los partidos de Tamazula, San Dimas y Durango, limítrofes con el Estado de Sinaloa, deben la fragosidad de su suelo á esta importante cordillera, que flexionándose un poco hacia el S.E., al entrar al partido del Mezquital, sirve de límite al Estado de Durango y al Territorio de Tepic.

Las sierras de Topia, Canelas, Amaculí y Copalquín; las de la Candela, Guanaceví, San Francisco y San Juan de Camarones, situadas más al Sur; las de Mapimí, Nazas y Cuencamé en los partidos limítrofes con Chihuahua y Coahuila, así como otras muchas en los partidos del Sur, corren con direcciones más ó menos inclinadas á la de la Sierra Madre ó le son paralelas, y hacen muy desigual y quebrado el territorio del Estado; tan pronto se aproximan unas cordilleras á otras formando pasos muy reducidos y escabrosos, verdaderas gargantas, como se alejan y encorvan para rodear extensos valles rellenados con aluviones diversos, cubiertos por tierra vegetal y fertilizados por las aguas que de las vertientes de las sierras circundantes escurren, ya sea en torrentes de curso efímero, ya en ríos de curso perenne aunque sujetos, en tiempo de lluvias, al régimen torrencial.

Toda la parte montañosa, que, como se ve, ocupa una parte muy importante del territorio del Estado, está cruzada por numerosas vetas metalíferas. Los yacimientos argentíferos de Guanaceví, Topia y Copalquín, la riqueza de los de San Andrés, Promontorio y Velardeña han empezado á ser conocidos y en la actualidad hay en ellos algunas explotaciones de importancia. Los criaderos auríferos del Oro han sido explotados en pequeña escala; los de cobre de Mapimí; los de mercurio en Otinapa han dado origen á la formación de poderosas compañías para hacer su explotación.

También se encuentran criaderos de estaño y de fierro y entre estos últi-

mos el Cerro de Mercado ocupa, por su riqueza, uno de los primeros lugares, no sólo en la República sino en el mundo entero, aunque desde el punto de vista de su producción figura en la actualidad entre los últimos de México.

El estudio de este yacimiento es el objeto del presente artículo, y antes de empezar su descripción daremos una ligera idea de su descubrimiento, para lo cual extractaremos la narración hecha por Fray Antonio de Tello en su "Crónica de la Santa Provincia de Xalisco."

Habiendo llegado á Guadalajara la noticia de que en la región que después se llamó el valle de Guadiana existían ricos criaderos de oro y plata, la Audiencia de Compostela pensó en su conquista y la encomendó al español Ginés Vázquez del Mercado, sobrino y yerno de Ginés Vázquez de Tapia, capitán que fué de la conquista de México. Era Ginés Vázquez del Mercado un acaudalado vecino de Guadalajara, propietario de varias casas en aquella población y de ricas minas en Tepic; su afición á las armas, su valor y arrojo eran muy conocidos en Guadalajara, lo que unido á su des ahogada posición explica la elección hecha por la Audiencia de Compostela. Nombrado por ésta capitán general, habiendo reunido su gente y equipádola de su propio peculio, salió de Guadalajara al frente de 100 españoles, en 1552, para emprender la conquista y pacificación de la provincia de Xocotlán, según órdenes que de la Audiencia recibiera.

Al entrar á esta provincia tuvo algunos encuentros con los indios, en los que alcanzó fácilmente la victoria; continuó su marcha en busca de una rica mina que le aseguraba conocer un indio de Tepic que llevaba y el que lo condujo á las minas de Xocotlán; permaneció en ellas ocho días, durante los cuales se vió acometido y cercado por más de seis mil indios; pero habiendo logrado romper el cerco y derrotarlos, y poco satisfecho con el descubrimiento hecho, continuó su marcha por el río de Tenantitlán, aguas arriba; y preguntando por minas á los indios que encontraba, unos de hacia Valparaíso le dijeron que, tierra adentro, en unos grandes llanos había un cerro de oro y plata. Buscando ese cerro pasó Mercado por Chalchihuites, Sombrerete, San Martín y Avino, y aunque halló minas en todos estos puntos, no hizo caso de ellas.

Hacia fines de 1552 salió de Avino con su gente en busca del codiciado cerro, al que habiendo llegado, encontró que no era lo que él esperaba, sino un enorme yacimiento de fierro. Desengañado emprendió su viaje de regreso, no sin que antes los soldados irónicamente bautizaran el cerro encontrado con el nombre de Mercado, que conserva hasta la fecha.

En su regreso fué atacado por los indios en un lugar cercano á Sombrerete y aunque salió victorioso, tuvo varios muertos y heridos, contándose entre estos últimos el mismo Mercado. Herido y abandonado de los suyos se dirigió al Teutl, donde murió; su cuerpo fué llevado á Xuchipila y sepultado en el convento de San Francisco.

El cerro descubierto por Mercado está situado á unos 3 kilómetros al N.

de la ciudad de Durango, tiene una forma alargada de unos 1,500 metros de longitud, que se dirige de E. á W.; su extremidad occidental es muy ensanchada y parece formada por varios ramales; su extremo oriental es, por el contrario, angosto y forma una delgada cuchilla; la altura media es de unos 100 ó 110 metros, pero algunos picachos se elevan unos 30 ó 35 metros más.

La parte mineral se presenta en forma de un diqué muy potente, ramificado en la parte occidental, que envía dos pequeños ramales hacia el Norte, é incluído en un macizo constituído por rhyolita. La erosión, obrando primeramente sobre la roca encajonante, ha producido su desagregación en blocks de diversos tamaños que se han depositado sobre los taludes del cerrro; la parte mineral así descubierta ha sufrido, á su vez, la acción lenta y continuada de los agentes de la dinámica externa y ha sido desagregada en fragmentos de volumen variable que han concluído por formar, depositándose en los taludes, un revestimiento de mineral que da al de Mercado la apariencia de una montaña constituída únicamente por mineral ferruginoso. Esta ilusión desaparece por el examen atento de la estructura de la montaña; en efecto: en la base se ven enormes bancos de rhyolita compacta; un poco más arriba aparece el depósito de fragmentos de rhyolita; más arriba aún, los fragmentos de rhyolita cubiertos en algunas de sus caras con mineral de fierro cristalizados en pequeños octaedros, están mezclados con los trozos de mineral, cuya proporción va en aumento con la altura hasta constituir exclusivamente el depósito, lo que sucede al pie de los acantilados que forma el crestón del dique. Solamente donde la pendiente del terreno es muy fuerte ó donde los crestones llegan hasta el nivel del valle es donde el mineral de fierro cubre los taludes de la montaña hasta su base.

Lo dicho hasta aquí no disminuye en modo alguno la importancia del yacimiento, pues á más de ser enorme la cantidad de fierro que puede suministrar el depósito formado sobre la montaña, las dimensiones aparentes de los crestones hacen suponer que se prolonguen en el sentido vertical hasta una gran profundidad, y que la parte mineral ahora oculta sea con mucho superior á lo que se tiene á la vista. No sólo es de esperar que la profundidad del yacimiento sea considerable, sino también su longitud, puesto que en la dirección de E. á W. aparecen, á grandes distancias, pequeños crestones del mismo mineral, como se observa al Oriente, ó bien venillas rellenadas por arcilla ferruginosa como sucede al Poniente, cerca del rancho de Morgan.

El mineral dominante, el que constituye casi exclusivamente la masa toda del yacimiento, es la hematita; se presenta en masas compactas granulares de enormes dimensiones, marcada por varias grietas de contracción que la dividen en porciones más pequeñas.

En las caras de separación de los diversos fragmentos de mineral se hallan grandes cristales octaédricos de martita y muchas veces cristales bien formados de apatita. La hematita especular se encuentra en venillas, ya

sea en el seno mismo de la hematita compacta ó, como sucede más generalmente, encajonadas en la rhyolita, como se ve en el Norte del cerro, en el punto llamado impropiamente Cueva de la marmaja y que no es sino un pequeño socavón. La hematita micácea se presenta en las mismas circunstancias que la especular, sólo que en proporción mucho menor.

La martita, como decíamos, está en grandes cristales octaédricos encajados en los grandes blocks de hematita y casi nunca se encuentran aislados, razón por lo que desechamos la opinión de que sean los resultados de la transformación de la magnetita en hematita; mejor pudiera considerarse este hecho como una nueva prueba del dimorfismo del óxido férrico.

La hematita arcillosa roja (ocre rojo) se encuentra en venas de anchura casi de un metro en la mesa central del cerro, en los flancos de la montaña y en los cerritos llamados del Almagre, situados á unos 500 metros al Sur del Cerro de Mercado. Nos explicamos su aparición por la circulación de aguas termales cargadas de óxidos de fierro á favor de grietas ó fracturas que presentaba la roca rhyolítica, que descompuesta por la acción de estas aguas, suministraba la arcilla que en la actualidad rellena las grietas, la que se cargaba de los óxidos de fierro que las aguas circulantes depositaban.

La magnetita propiamente dicha, es decir, la especie mineral pura, no se encuentra en ninguna parte del yacimiento, y si bien es cierto que algunos ejemplares, recogidos en la parte Norte del Cerro, presentan, aunque débilmente, las propiedades magnéticas, el color rojo de su polvo y raspadura sugieren la idea de que la magnetita en pequeña cantidad se halla mezclada íntimamente con la hematita.

Respecto á la presencia del fosfato de fierro en el Cerro de Mercado, diremos que se encuentra muy rara vez y en muy pequeña cantidad. En un pequeño fragmento de hematita compacta vimos un polvo amarillo verdoso que analizado cualitativamente resultó ser un fosfato de fierro; pero como no fué posible hacer un análisis completo que, á falta de caracteres mineralógicos bien definidos, nos indicara de qué especie de fosfato se trataba, sólo anotamos la presencia del fosfato de fierro, esperando, para determinar la especie, el tener á nuestra disposición mayor cantidad de materia sobre que operar. Por otra parte, nada tiene de raro que en un yacimiento de fierro en que abunda muchísimo la apatita, se presentase el fósforo combinado con el fierro.

Como acompañantes del mineral del Cerro de Mercado se presentan en cantidad notable el cuarzo y la apatita, cuya presencia acabamos de indicar en el párrafo anterior.

El cuarzo se encuentra al estado de calcedonia, formando una red de venillas de diversos espesores que cruzan en todos sentidos á la hematita, ó concentrado en grandes masas aisladas, ó bien cementando algunos fragmentos de hematita.

La apatita, ó mejor dicho la variedad "esparraguina," se presenta casi siempre cristalizada, ya sea sola ó en compañía del óxido de fierro; forma

CRESTONES DE LOS FILONES DE FIERRO DEL CERRO DE MERCADO.

también venillas y masas en que abundan cristales bien formados y de grandes dimensiones; en el punto llamado *Cueva de los biriles* se recogen los mejores ejemplares de esparraguina: son de un color amarillo de miel ó de amarillo verdoso, alargados en el sentido del eje senario hasta alcanzar 9 ó 10 centímetros de longitud; presenta una multitud de facetas prismáticas y se terminan en un extremo por una pirámide irregular de seis caras, de las que tres, pero generalmente dos, están muy desarrolladas y casi hacen desaparecer á las otras. En Durango confunden estos cristales de esparraguina con los de topacio, que se encuentran algunas veces, y á esto se debe el nombre impropio de biriles con que los designan.

En la base del picacho que se encuentra al Oriente se ven unas venillas angostas de anfíbola alterada.

Terminaremos la descripción de los materiales que se encuentran en el Cerro de Mercado, diciendo algo sobre la variedad de Topacio, llamada Pricnita, cuya presencia acabamos de señalar, haciendo también la observación de que es poco abundante. Está cristalizado en prismas pequeños de simetría rómbica, presentan varias caras prismáticas y en uno de sus extremos una combinación de pirámides y domas; en el otro extremo se terminan por la base. Los colores más frecuentes de los cristales son el blanco hialino, el rosa ó el amarillo pálido.

A continuación ponemos algunos análisis hechos sobre muestras del Cerro de Mercado que dan idea de la pureza del mineral, así como del alto rendimiento en fierro que puede tenerse.

Los que hicimos en el laboratorio del Instituto, uno de una muestra de hematita muy pura y el otro de una ordinaria, nos dieron los resultados siguientes:

	1ª muestra	2ª muestra.	
Peróxido de fierro.....	91.50	69.00	por ciento.
Siliza.....	2.50	22.80	,,
Alúmina.....	0.60	1.60	,,
Humedad.....	3.00	2.50	,,
	97.60	96.90	

En el residuo se reconoció la presencia de la cal y del fósforo, pero no se hizo la determinación cuantitativa de estas substancias. La alúmina y el fierro se cuantearon juntamente y en seguida se separó y pesó el fierro, determinando la alúmina por diferencia.

Mr. M. H. Boye, de Filadelfia, da como resultados de sus análisis de cinco muestras de diversos lugares del Cerro Mercado, lo siguiente:

	1ª m.	2ª m.	3ª m.	4ª m.	5ª m.
Oxido de fierro	96,3	93,8	98,2	71,0	67,1
Siliza	2,6	3,4	0,6	28,1	26,5
Alúmina	0,1	1,2	0,5	0,2	0,5
Carbonato de cal	0,3	—	—	—	0,5
Agua	0,7	1,6	0,7	0,7	6,4
Suma	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0
Rendimiento en fierro	66,77	65,3	68,8	49,23	50,55

Los análisis más completos que conocemos son los hechos por Mr. A. S. Mac Crelh, de Pennsylvania, quien operó sobre 27 muestras diferentes y cuyos resultados medios son:

Oxido magnético de fierro	2.071	por ciento.
,, férrico	77.571	,,
,, mangánico	0.113	,,
Acido titánico	0.710	,,
Cal	5.050	,,
Magnesia	0.364	,,
	85.879	
Acido sulfúrico	0.212	,,
,, fosfórico	3.041	,,
Pérdida por ignición, agua, etc	1.984	,,
Siliza	7.760	,,
Alúmina, etc., sin determinar	1.124	,,
Suma	100.000	

ó en otra forma que indica el rendimiento:

Fierro metálico	55.800	por ciento.
Manganeso	0.079	,,
Fósforo	1.328	,,
Azufre	0.085	,,
Fósforo en 100 partes de fierro	2.379	,,

Si bien es cierto que el fósforo se presenta en abundancia y que, como vimos, la apatita, que es un fosfato, es muy frecuente en el Cerro de Mercado, esto no tiene ningún inconveniente, pues los adelantos de la metalurgia, al descubrir el procedimiento de desfosforización, han hecho que en la actualidad se busquen para la fabricación del fierro yacimientos abundantes y de una extracción económica, de preferencia á los muy puros, que se

reservan para la fabricación del acero; además de esto, la proporción de fósforo no es tan grande y es de esperarse que del Cerro de Mercado se pueda extraer fierro y producir acero de excelente calidad. Creo conveniente insertar aquí la autorizada opinión del distinguido químico Mr. Crelh sobre la influencia de las impurezas en la calidad del fierro que del mineral del Cerro de Mercado se extraiga, así como los análisis hechos por él de los productos obtenidos en la ferrería de Flores en el año de 1881, datos que, como los análisis arriba expresados, los tomamos del informe de Mr. John Birkinbine, publicado en el Tomo X del *Minero Mexicano*, números 45 y 46; dice así:

"Las muestras de fierro lingote y de barras dan respectivamente el siguiente resultado:

	Lingote.	Barra.
Silicio.....	0.771	0.105
Fósforo.....	0.428	0.193

"El fierro lingote contiene menos proporción de fósforo que la generalidad de nuestros fierros de fábrica ó de forja. Aunque el tanto por ciento de fósforo en el de barra es considerable, sin embargo, de ninguna manera es excesivo.

"Los análisis que he hecho de fierros normales forjados, ingleses y americanos, dan el resultado siguiente:

Fósforo: Nº 1 ..... 0.248. Nº 2..... 0.197.

"Número 1.—Fierro "Ridsdale" de Sir William G. Armstrong, barra retorcida para cañón de rifle; el mejor fierro, cuatro veces amartillado.

"Número 2.—Fierro "Ulster," barra retorcida para cañón de rifle; el mejor fierro extra, cuatro veces amartillado.

"La pequeña cantidad de ácido titánico que da el análisis no será bastante para afectar materialmente el trabajo del metal en el alto horno.

"El fósforo que contiene el lingote parece ser la proporción de lo que darían las muestras del mineral. Las piedras de fierro contienen 0.288 por ciento de fósforo, ó sea 0.458 en cien partes de fierro. Aceptando que el lingote contenga 95 por ciento del fierro metálico contenido en el mineral, el mismo contendría 0.435 por ciento de fósforo, cantidad que se aproxima mucho á la proporción hallada en la muestra que se analizó, esto es, 0.428 por ciento."

Se ve por lo expuesto hasta aquí, que aun sin hacer ninguna tentativa durante el tratamiento metalúrgico del mineral para eliminar el fósforo, la pureza del producto industrial iguala á los mejores fierros ingleses y americanos; pero si llegara el caso de tener que usar los minerales más impuros, ya dijimos que la metalurgia prefiere en la actualidad los yacimientos abundantes y que permiten una extracción fácil y económica, á los de una pureza extrema pero de más costosa explotación.

La presencia del azufre en cantidad tan pequeña nos autoriza para desechar la idea de atribuir el origen del mineral de Mercado á la transformación en óxido de fierro de una masa enorme de pirita; esta hipótesis, que podrá tener aplicación en algunos yacimientos, es enteramente falsa en nuestro caso, pues ni en el centro de los fragmentos macizos y compactos de mineral se encuentra un solo átomo de pirita que haya escapado á la transformación, ni se ha encontrado hasta hoy algún ejemplar que recuerde alguna de las variadas formas que afecta la pirita de fierro y que suelen encontrarse en los ejemplares de pirita epigenisada. Creemos, pues, que puede decirse que la presencia del azufre es sólo accidental, ó cuando mucho, que tiene una importancia secundaria.

En el valle de Durango, debajo de la capa superficial más ó menos gruesa de tierra vegetal, se presenta otra de arcilla que cubre á una de arena y guijarro sobrepuesta á otra capa arcillosa; la capa porosa encerrada entre las dos de arcilla impermeable es la de la capa freática del valle; con el objeto de cortar esta capa para obtener el agua en los pozos comunes, se hacen excavaciones que la alcanzan á profundidades variables, pero que no atravesando más capas que las citadas, no suministran más datos que la existencia en el aluvión de fragmentos rodados del Cerro de Mercado. Falta, pues, el conocimiento del subsuelo del valle de Durango; buscaremos en la naturaleza, en las relaciones mutuas de las rocas que circundan al valle, los datos que nos puedan conducir á la determinación de la edad geológica del yacimiento de que nos ocupamos.

La serie de colinas y lomeríos que rodea á la ciudad de Durango está formada exclusivamente por rhyolitas. El color dominante de esta roca es el blanco agrisado, que pasa al rosa y violado pálido, y en algunos lugares al rojo ó violado obscuro.

La rhyolita más cercana al Cerro de Mercado es la que presenta el color rosa; en el cerrito del Santuario, situado casi al W. de aquél y muy inmediato, se observa el violado pálido en casi todo el cerro; pero cerca de la presa de Morgan aumenta de intensidad y es de un color violado obscuro. Por el contrario, en el Cerro del Calvario, situado en el centro de un barrio de la ciudad de Durango, el color dominante es el blanco más ó menos agrisado, color que es muy frecuente en el Cerro de los Remedios, situado al S.W. de la ciudad de Durango y del cual el Cerro del Calvario es un apéndice. Hacia la parte del S.W. del Cerro de los Remedios y en los contrafuertes que en esa dirección se desprenden y que llegan hasta la garita de Analco, vuelve á presentarse el color rojo más ó menos intenso, y además, en este lugar la roca presenta una estructura muy curiosa, cuyo estudio, hecho por el Sr. Ordóñez, se encontrará más adelante.

En ciertos lugares, como en el Cerro del Calvario, se encuentra en abundancia el kaolín (kaolinita) en grandes bolsas; es bastante puro y de muy buena calidad y se usa para la fabricación de objetos de alfarería tosca. Como en este lugar hay muchas construcciones, es difícil á primera vista formarse idea de la importancia del yacimiento.

La rhyolita se halla cubierta por una capa de toba blanca agrisada ó rojiza, compacta y resistente, de fácil labra y que se usa mucho en Durango como material de construcción.

El estudio de las rocas recogidas en las cercanías de Durango fué hecho por el Sr. Ingeniero Ezequiel Ordóñez y lo reproducimos á continuación:

"Una interesante variedad de rhyolitas se encuentra en las cercanías de la ciudad de Durango, en el Cerro de Mercado y en los contrafuertes y dependencias de esta montaña, en íntima relación en edad y naturaleza con las montañas del Sistema de la Sierra Madre, de la que el Cerro de Mercado pudiera considerarse como un elemento avanzado en la Mesa Central.

"En las rhyolitas de Durango, el color dominante es el blanco agrisado, que cambia á veces en gradación al rojo ó violado. Estas rocas yacen bajo la forma de corrientes cubiertas por capas de tobas de diverso espesor, de color gris ó rojo, en las que obra con cierta intensidad la erosión.

"La naturaleza petrográfica de las rhyolitas se distingue aun á la simple vista, en unos casos por la abundancia del cuarzo en la forma de gruesos granos profusamente diseminados, y en otras por el aspecto general de la pasta de la roca, que es dura, compacta, de fractura frecuentemente conchoide que caracteriza á los magmas petrosilizosos de estas rocas. En efecto, para todo un grupo de rhyolitas del Cerro de Mercado, el magma felsítico en más ó menos avanzada desvitrificación se observa dando lugar á una acción más ó menos intensa de la luz polarizada; pero raras veces encontramos agregaciones esferolíticas, lo que hace en algunos casos, juntamente con la ausencia de fenocristales, que la roca tenga á la simple vista la apariencia de un simple petrosílex ó felsita. En otros casos, por el contrario, numerosos cristales feldespáticos que alcanzan hasta un centímetro de longitud y granos de cuarzo hacen la roca porfiroide.

"Numerosas puntuaciones opacas de óxido de fierro en el magma dan en muchos casos á la roca la coloración rojiza; igualmente pajillas finas de mica en más ó menos avanzada descomposición.

"En el magma se encuentran frecuentemente abundantes segregaciones circulares ó elípticas de grupos de láminas de tridymita que tapizan las pequeñas cavidades, y muestran que su producción data de los últimos momentos de la consolidación.

"La presencia del mineral de fierro bajo la forma de una gruesa masa filoniana llenando una fractura que atraviesa el Cerro Mercado, de edad más reciente que las rhyolitas que la encajonan, á juzgar por las ideas del autor, ha producido en las rocas, sobre todo en aquellas más vecinas del criadero, ciertas modificaciones que se manifiestan generalmente por una silicificación y por manchas y vetillas de cuarzo, la descomposición de los feldespatos y la existencia de la hematita roja aislada en el magma en granos y vetillas como por un fenómeno de impregnación. Accidentalmente en estas rhyolitas el cuarzo hialino finamente cristalizado aparece como una exuda-

ción, dando al mismo tiempo calcedonia arriñonada que cubre el espacio de pequeñas cavidades; el magma se vuelve en partes terroso y cambia del color rojo obscuro al blanco amarillento y verdoso.

"En cuanto á los feldespatos de primera consolidación en las rhyolitas del Cerro de Mercado, el sanidino se observa frecuentemente, más ó menos alterado y transformado en partes en una materia opaca; la plagioclasa, generalmente la oligoclasa, está menos alterada por regla general, aunque siempre corroída, ofreciendo cristales incompletos. El cuarzo se encuentra en grandes playas irregulares.

"En el Cerro de los Remedios las rocas se caracterizan por la rareza de elementos de primera consolidación, sólo algunos pequeños granos de cuarzo se ven diseminados en una pasta compacta. En vez de ofrecer la estructura en bandas alternativas de diversa coloración, la masa más obscura se distribuye irregularmente como sirviendo de cemento á glóbulos de una pasta de color más claro. En las láminas delgadas, en efecto, se observa que hay una tendencia al desarrollo esferolítico sin que las esferolitas lleguen á adquirir una completa individualidad; por otra parte, en el centro de algunas de las partes menos cargadas de granulaciones se ve un tapiz de granos de cuarzo.

"En algunas rocas de la misma procedencia y de un aspecto semejante, el magma petrosilizoso contiene raras esferolitas y sobrenadan algunos cristales microlíticos de oligoclasa como si la roca tendiera á una dacita. Estas rocas en partes se hacen porosas y las pequeñas cavidades se tapizan de finos granos de cuarzo, de láminas de tridymita y de una que otra laminita de hematita.

"En el cerrito del Calvario en la ciudad de Durango, las rhyolitas en su mayor parte están muy silicificadas y para completar la lista de variedades de las rocas del grupo de cerros inmediatos á la ciudad de Durango, citaremos las rhyolitas vítreas del Cerro de la Mojonera, compactas, de color pardo obscuro, de magma con principio de desvitrificación; las rocas rosadas con finas laminillas de mica del Rancho de la Virgen, y las rhyolitas muy porfiroides con grandes cristales corroídos de cuarzo, sanidino y oligoclasa del Santuario. En el subsuelo de la ciudad y en las lomas inmediatas al Cerro Mercado existen grandes masas de rhyolitas, cuyas superficies están erizadas de grandes glóbulos que imitan la estructura arriñonada y en las que el microscopio revela la formación esferolítica del magma.

"Las rhyolitas del barrio de Analco merecen una mención especial por la gran variedad que de ellas se encuentra, pudiendo obtener muestras de rocas muy vítreas, de magma violado (litoiditas), otras silicificadas, de color rojo, y por último, rocas muy esferolíticas, con estructura en delgadas bandas de felsita compacta separadas por cintas delgadas de una materia terrosa blanca.

"De los Remedios y de la garita de Analco se obtienen magníficos ejemplares de rhyolitas con litofisas muy semejantes en aspecto y color á las

rhyolitas procedentes del Yellowstone National Park, que han sido extensamente descritas por Iddings. [1]

"Las más grandes litofisas que se observan en las rocas de los Remedios alcanzan hasta 4 ó 5 centímetros de diámetro y forman como la parte esponjosa de una pasta ligeramente violada, compacta, de aspecto microscópico enteramente análogo á las rocas felsíticas del Cerro Mercado, que no tienen cristales de primera consolidación y que por lo tanto, pueden recibir el nombre de litoiditas, aplicado con frecuencia á esta variedad de rhyolitas.

"Entre las granulaciones opacas de este magma felsítico se ven agrupados y mostrando la estructura fluídea, pequeñas barritas y triquitas también opacas y al parecer de la misma naturaleza que las granulaciones.

"En las muy delicadas capitas concéntricas esféricas que constituyen las litofisas hemos podido distinguir el cuarzo en muy finos cristales bipiramidados, agrupados ya en forma radial normal á la superficie de la capita delgada que los lleva, ó bien distribuídos irregularmente; la tridymita frecuentemente se encuentra en laminitas muy finas, difíciles á veces de ver aun con el auxilio de una lente.

"El cuarzo bipiramidado es siempre más abundante que la tridymita y contiene numerosas inclusiones líquidas, á veces con burbujas gaseosas.

"El núcleo de esta serie de capitas sucesivas y muy próximas de las litofisas, que nosotros consideramos como los esqueletos de grandes esferolitas, está frecuentemente formado por magníficas rosetas de muy finos cristales de cuarzo hialino agrupados radialmente.

"En la superficie blanca y finamente irisada de las capitas se ven en gran número diminutas laminitas exagonales de hematita que se reconocen fácilmente por su intenso brillo acerado y por el color rojo intenso por transparencia. Existen también al lado de la tridymita y del cuarzo pequeños cristales de feldespato, difícilmente reconocibles por su pequeñez, pero semejantes á los que se encuentran en las litofisas de Obsidian Cliff. No hemos podido comprobar en las muestras la existencia de la fayalita.

"Es de notar que la tridymita, sin embargo de presentarse con cierta abundancia en las litofisas, no se encuentran, como lo hemos observado en algunas otras rhyolitas de Durango, en agregaciones ó nidos en la masa del magma petrosilizoso. Por lo tanto, la tridymita en las rocas con litofisas de los Remedios y de Analco, sólo se ha producido en el seno de las litofisas.

"Entre las rocas con grandes esferolitas agrupadas y que dan á la roca exteriormente el aspecto arriñonado y las rhyolitas con litofisas hay, á nuestro modo de ver, una absoluta igualdad y el mismo modo de formación, solamente que las rocas de grandes esferolitas compactas no han estado sometidas ya al fin de la consolidación, á la acción de vapores acuosos que han disuelto y substraído en parte los silicatos de composición del fel-

1. Iddings. Obsidian Cliff. 7th. Rep. of the U. S. G. S. Wash., 1885–86.

despato que han cristalizado simultáneamente con el cuarzo en las esferolitas, dejando en esta disolución el esqueleto cuarzoso y produciendo tridymita y hematita en la curiosa disposición que caracteriza á las litofisas. [1]

1. Un estudio más completo de algunas de estas rhyolitas se encontrará en el Boletín número 15. —Las Rhyolitas de México.

CRIADEROS DE FIERRO DE LA HACIENDA DE VAQUERIAS, EN EL ESTADO DE HIDALGO,

POR EL INGENIERO JUAN DE D. VILLARELLO Y DR. EMILIO BOSE.

DESCRIPCION TOPOGRAFICA.

La región de que se trata en las páginas siguientes está entre la Sierra de Pachuca y la Sierra Madre Oriental, comprendida en los Distritos de Atotonilco el Grande y Tulancingo, del Estado de Hidalgo. Forma una depresión amplia de fondo plano y se denomina Valle de Tulancingo. El fondo ancho y casi completamente plano de este valle está cortado por una profunda barranca llamada San Pablo, que en muchas partes tiene una profundidad de más de 700 metros. A esta cortadura principal desemboca, hacia el Este de la región, otra barranca mucho menos profunda, pero también de bordes acantilados, que se llama Barranca de las Granadas. Las otras barrancas que se encuentran en la región son de mucha menor importancia, tanto por su anchura como por su poca profundidad. Entre las anteriores cortaduras se encuentra el terreno casi plano y poco ondulado.

En la barranca de las Granadas y en el borde septentrional de la llamada de San Pablo se hallan los criaderos de fierro cuya descripción se encuentra en seguida. Todos estos criaderos están abajo del primer acantilado, que se encuentra con mucha regularidad en toda la extensión de la barranca cerca del borde. Algunos otros criaderos se hallan en las barrancas afluentes de la de San Pablo.

En el adjunto plano, que comprende solamente una parte del terreno estudiado, se dibujó sólo el borde de las barrancas con exactitud, porque la configuración en detalle aún no está concluída.

DESCRIPCION GEOLOGICA.

La composición geológica del terreno es en lo general bastante sencilla;

hay que distinguir entre sedimentos marinos y aluviones terrestres, fluviales y lacustres, y rocas eruptivas. Las rocas sedimentarias marinas pertenecen al Cretáceo, el resto al Terciario, Cuaternario y al Periodo Reciente.

Cretáceo.

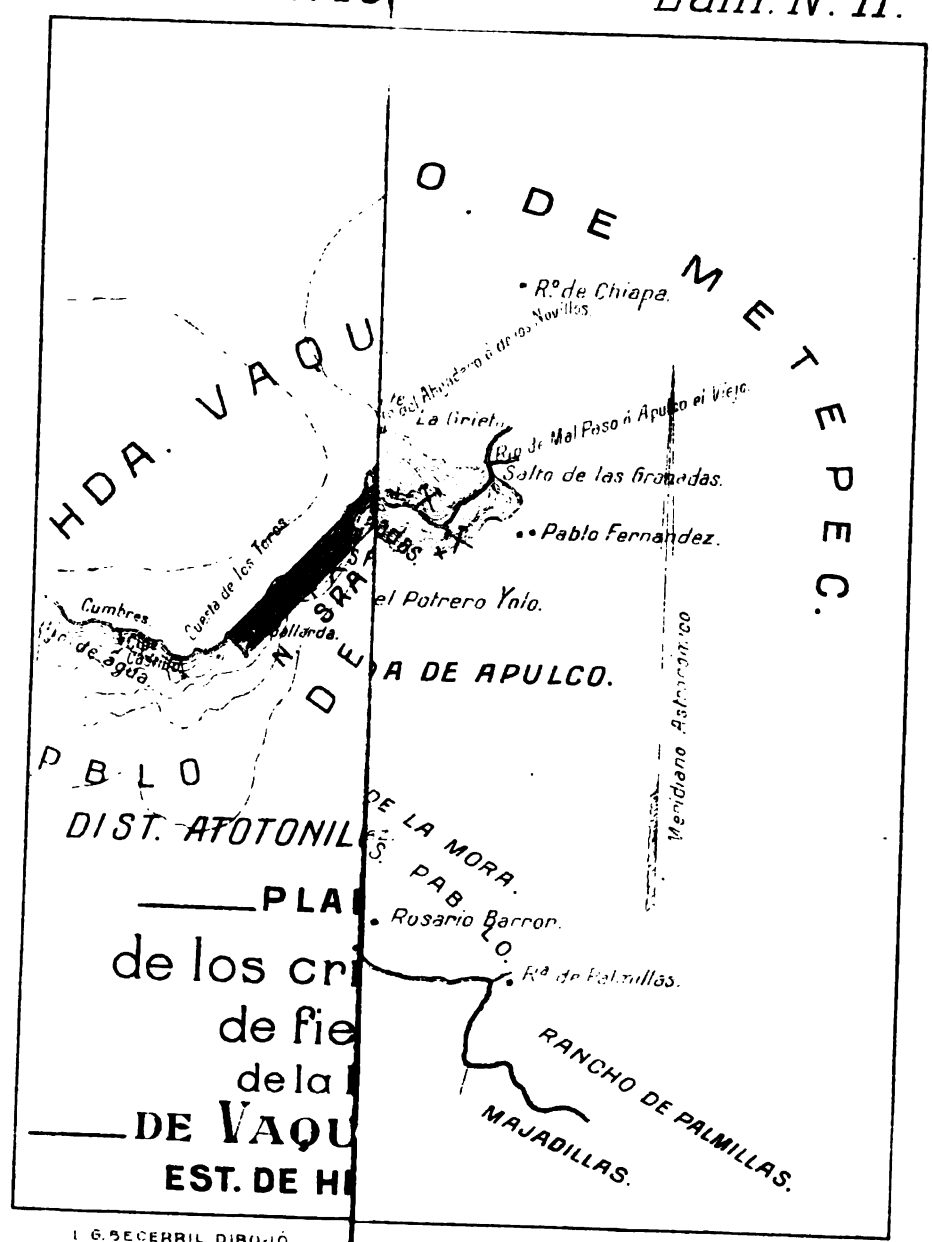
El macizo primitivo está formado por el Cretáceo, que aflora en muchas partes del fondo de la barranca de San Pablo; podemos distinguir en él dos divisiones, á saber: la división de Necoxtla y la división de Maltrata. Vamos á describir su carácter general en lo que sigue.

División de Necoxtla.—Esta forma en la región de la cual se trata, la parte más antigua del Cretáceo. La división consiste de pizarras amarillas, rojas hasta grises, muy blandas, arcillosas y que contienen frecuentemente hojitas de mica, así como también pedacitos de pyrita; particularmente en su parte superior se intercalan muchas veces delgados lechos de caliza gris; algunas veces se halla también en la parte más elevada de las pizarras un banco, y á veces dos ó tres, de caliza, de un espesor de algunos metros; esta caliza contiene generalmente riñones de pedernal. En la barranca de San Pablo el carácter petrográfico es algo diferente del de la misma división en la barranca de la Calera, cerca de Huayacocotla. [1] Mientras que en esta última localidad las pizarras son más calcáreas y contienen también en varios lugares bancos fosilíferos de caliza, tenemos en la barranca de San Pablo enteramente la facies, que nos es bien conocida de la montaña de Orizaba [2] y tal como se halla también en muchos otros lugares del México meridional. En esta facies nunca se han encontrado fósiles hasta ahora, pero á veces hay una transición de ésta á otra un poco más calcárea ó arenosa, en la cual se encuentran entonces faunas más ó menos ricas; éstas pertenecen al periodo Aptiano y al Cenomaniano inferior, según los estudios hechos hasta ahora.

El espesor de las pizarras de Necoxtla no se puede determinar en la barranca de San Pablo, porque están fuertemente plegadas; los pliegues se dejan observar en numerosos puntos, particularmente bien en las barrancas secundarias que desembocan á la barranca principal; un bonito ejemplo para esto ofrece el arroyo de las Flores, cerca del camino de la Hacienda de Vaquerías á Atotonilco el Grande. El rumbo de las capas es aquí N. 25° W. con el echado dominante hacia el S.W.

División de Maltrata.—Esta división sigue directamente sobre la de Necoxtla. Se compone de calizas de color gris claro hasta negro, en bancos delgados que contienen siempre lentes de pedernal extendidos á lo largo casi en forma de bancos, como también nódulos de la misma materia. Es-

1. E. Böse.—Ueber Lias in Mexico. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1898, p. 171.
2. E. Böse.—Geología de los alrededores de Orizaba. Bol. del Inst. Geol. de México. Número 13, p. 5.



I. G. SECERRIL. DIBUJÓ.

CAR... ...ELIN S.C. ANT. LIT. MORELIA MEXICO

tas calizas son sumamente pobres en fósiles; en la barranca de San Pablo no se ha encontrado ninguno hasta la actualidad. Pero como estas calizas se unen íntimamente á las calizas de Escamela sobrepuestas, y como probablemente hay que considerarlas como facies de la parte inferior de la división de Escamela, casi es seguro que pertenezcan al Cenomaniano. Es verdad que en nuestro caso la determinación puede hacerse solamente según la semejanza petrográfica; pero en la vecina barranca de la Calera, cerca de Huayacocotla, tenemos la prueba de que estas calizas de Maltrata pertenecen ya á las capas superiores del Cretáceo Mexicano (que comprende en el Sur del país, generalmente hacia arriba, el Cenomaniano y cuando mucho el Turoniano, faltando completamente el Senoniano), porque debajo de ellas se hallan capas con Monopleura y Nerinea.

Tampoco de estas calizas se puede determinar el espesor, pues en primer lugar están fuertemente plegadas y en segundo, falta el techo, es decir, las calizas de Escamela. El modo de plegamiento está representado en el corte 4 que viene en una de las páginas siguientes. Las calizas están muy bien descubiertas cerca del Rancho de San Pablo, un poco barranca arriba. Por desgracia no es posible reconocer allí cuáles capas cubren á aquellas directamente, porque en la parte inferior de la barranca los flancos están casi completamente cubiertos por una capa bastante gruesa, compuesta de brechas volcánicas trituradas y acarreo.

Terciario.

Considerando las relaciones particulares de la región, no podemos separar en sentido tectónico las rocas eruptivas de las sedimentarias, porque en verdad las rocas eruptivas hacen aquí el papel de una capa; además, están separadas las corrientes de lava por brechas que contienen fósiles, de modo que son de la mayor importancia para la determinación de la edad de las rocas modernas. Pero como se trata en este lugar de la descripción de las rocas que componen el terreno, queremos separar siempre las rocas macizas eruptivas de las brechas trituradas y aluviones, juntando la descripción de las últimas á la de las rocas sedimentarias del Cretáceo.

Brechas volcánicas antiguas y aluviones.—Como tales consideramos los depósitos que cubren el Cretáceo y que en parte consisten en calizas y pizarras trituradas, en parte en brechas volcánicas removidas por el agua. Por desgracia no hay en ninguna parte afloramiento bien descubierto, pero parece que todos los componentes ya mencionados demuestran una estratificación casi horizontal, con ligera inclinación correspondiente al curso de la actual barranca de San Pablo. Lo más instructivo es en este caso aquella parte de la barranca que queda entre la de Regla y el arroyo de las Flores, donde se deja reconocer una inclinación decidida en el terreno, en el tiempo terciario, á la cual siguen todas las capas, incluídas también las corrientes de Labradorita y Basalto. En esta rinconada observamos

también (en afloramientos bien descubiertos en el camino de la Hacienda de Vaquerías á Atotonilco el Grande) que la corriente de Labradorita se divide en seis corrientes de menor espesor que están separadas por brechas. Interesante es aquí que las brechas inferiores, á saber, las que están situadas entre la corriente más baja y la segunda de las seis, son con toda seguridad en su mayor parte de origen rhyolítico y, por supuesto, nada tienen que ver con la Labradorita; la brecha contiene un número considerable de pedazos de Rhyolita, piedra pómez, etc., y está impregnada considerablemente de ópalo común. Proviene, pues, de una erupción local más antigua de Rhyolita, cuya presencia es importante también en otro sentido, por lo cual volveremos á hablar del asunto más adelante.

La parte inferior de las brechas y de las rocas sedimentarias trituradas tendrá más ó menos un espesor de 100 á 150 metros; naturalmente, este espesor cambia según la configuración primitiva del terreno Cretáceo durante el transcurso del Terciario. No se han encontrado fósiles en estos depósitos hasta ahora; la capa de lignita que se encuentra en el arroyo de las Flores es con toda seguridad de edad más moderna, como lo demostraremos más adelante.

Las cubiertas de brechas que están situadas entre las seis corrientes de Labradorita son de poca importancia, como lo prueba la circunstancia de que no se dejan seguir más que parcialmente en la parte superior de la barranca.

Brechas más modernas.—Este depósito queda entre las corrientes de Labradorita y la de Basalto y es de la mayor importancia para el presente estudio, porque contiene los criaderos de fierro. El depósito consiste en brechas y contiene pedazos de pómez, como también Labradorita triturada y probablemente también Rhyolita. La parte superior de las brechas está enteramente transformada en semiópalo, la parte que sigue para abajo está fuertemente impregnada de fierro y ácido silícico, y más abajo se encuentran las brechas más puras. El depósito de los minerales citados se ha hecho mecánicamente, porque se vé bajo el microscopio que los cristales de feldespato están intactos y en ninguna parte descompuestos. En varios lugares se observa claramente que el agua circuló en estas brechas y que precipitó los depósitos de ácido silícico y fierro. Como estas aguas eran tan ricas en sílice, habrán pasado probablemente por las Rhyolitas que tenemos que describir adelante; eran manantiales termales cargados de diferentes minerales y de origen volcánico.

La brecha más moderna no se presenta como capa uniforme, ni en los cortes como una faja, sino cambia considerablemente en su espesor, como también en su contenido de ácido silícico y fierro. En los cortes del terreno, en las barrancas, se nos manifiesta la naturaleza del depósito, que tiene la forma de lentes que están unidos por fajas delgadas. Se observa esto perfectamente bien en la barranca de San Pablo, en todos los lugares donde se explota ó se explotaba el fierro; afloramientos particularmente buenos existen en la región de San Sebastián, allí donde se encuentran las boca-

minas de Nuestra Señora de la Luz. Muy instructiva es también la mina de la Reunión en el arroyo del mismo nombre. Allí se observa cómo las brechas cambian en cuanto á su espesor en distancias muy cortas, y cómo el mineral de fierro desaparece completamente en algunos lugares y queda solamente un banco que es á veces bastante delgado, de brecha silicificada. Muy instructiva es también la mina de Terreros, aunque en esta localidad los afloramientos no sean muy favorables. Observamos allí un depósito particularmente grueso de las brechas, pero no es posible determinar el espesor porque en ninguna parte está descubierta la labradorita. El basalto parece faltar, por lo menos no se puede observar, sino que sobre las brechas quedan directamente aluviones recientes. La falda está cubierta por un grueso depósito de brechas trituradas y conglomerados recientes, cuyos componentes principales son brechas, piedra pómez, pedazos de basalto y mineral de fierro. El espesor del depósito de fierro será, con toda seguridad, de unos 20 metros, mientras que generalmente en las otras lentes no es más de 0,5 á 1 m. En este bolsón se ve claramente el efecto producido por la circulación del agua; la brecha está silicificada y contiene en muchos lugares un mineral de fierro bastante rico.

Imaginémonos ahora que la cubierta de basalto sea quitada; entonces hay que suponer que una cubierta muy extendida de brecha volcánica se presentará á nuestros ojos; ésta rellenaba las irregularidades de la corriente de labradorita y formó colinas en varios lugares. La cubierta tenía una inclinación general en el sentido de la barranca actual de San Pablo, y además una inclinación fuerte hacia la parte media, formando así un valle que siguió más ó menos el curso actual de la barranca principal. Este punto lo trataremos más extensamente en el capítulo de la historia geológica de la región. Aquel paisaje de colinas en el cual salieron al exterior numerosos manantiales termales, cargados de ácido silícico y fierro, fué cubierto más tarde por una corriente extendida de basalto.

En la brecha ferruginosa se encontraron (en la mina Transvaal) restos no muy numerosos de vertebrados. Por desgracia, estos fósiles fueron transportados por el agua y en parte rotos y corroídos, de modo que solamente pedazos de huesos, muelas y colmillos poseemos, lo que dificulta mucho su determinación. Todos estos fósiles están fuertemente impregnados de fierro y en parte cubiertos por una costra del mismo metal. Los huesos son completamente indeterminables. Entre las muelas se encuentran molares de *Mastodon* y *Equus;* los colmillos pertenecen al primer género. Los molares del mastodonte pertenecen muy probablemente al *Mastodon Shepardi Leidy.* Como se han encontrado solamente pedazos aislados de los molares del *Mastodon*, no se pueden determinar, porque el *M. Shepardi* se distingue del *M. Humboldti* y el *M. Andium*, principalmente por el encorvamiento de la sínfisis. Del *Mastodon trópicus Cope* se distingue nuestra especie por el menor tamaño y por el número de las colinas del último molar. Nuestros ejemplares están algo desgastados por el uso y por esto la mitad exterior

de la colina demuestra una figura de trébol, mientras la interior presenta una forma oval en la superficie. Esta es la característica del grupo *M. Shepardi*, al cual pertenecen también *M. Humboldti* y *M. Andium.* Felix y Lenk [1] dicen que el *M. trópicus* muestra la figura de trébol en las dos mitades de las colinas, mientras Zittel [2] parece considerar el *M. trópicus* como idéntico con *M. Humboldti.* En verdad, es muy difícil distinguir las diferentes especies del grupo citado cuando no hay quijadas enteras. Después de una comparación con el material existente en el Instituto Geológico, resultó como lo más probable que los molares ya algo desgastados por la masticación correspondan mejor con los de *M. Shepardi Leidy*, tanto por su tamaño como por su forma, y con toda seguridad, por lo menos pertenecen á este grupo de los mastodontes.

La determinación del molar de caballo es todavía más difícil, porque pertenece á la quijada inferior, cuya forma es casi igual en las especies que hay que tomar en consideración, pero probablemente pertenece el ejemplar al *Equus excelsus Leidy*, tanto por la forma de los pliegues del esmalte en la corona, como por su tamaño.

Tanto el grupo de *Mastodon Shepardi Leidy* como el *Equus excelsus Leidy* pertenecen al Plioceno Superior y al Pleistoceno Inferior, y cualquiera que sea la especie exacta, la determinación de la capa queda fijada. Esta determinación de la edad tiene gran importancia para la fijación del tiempo en el cual hicieron erupción las labradoritas, los basaltos y quizás las rhyolitas.

Las rocas eruptivas.

Tenemos que distinguir entre tres diferentes rocas eruptivas, á saber: las rhyolitas, las labradoritas y los basaltos, de las cuales las primeras son las más antiguas. Mientras los últimos demuestran una extensión considerable, el afloramiento de las rhyolitas se limita, hasta donde llegan nuestras observaciones, á una pequeña colina llamada el Cerrito de Vaquerías, que se levanta en la llanura cerca de la Hacienda de Vaquerías. A continuación pasamos á describir la distribución y el carácter de las rocas.

La Rhyolita.

La pequeña colina llamada el Cerrito de Vaquerías, que se levanta de la llanura cerca de la Hacienda de Vaquerías, consiste completamente de rhyolita, que tiene la forma de cúpula. Está circundada ó rodeada por los aluviones modernos y cuaternarios, las corrientes de basalto y labradorita, las brechas del Plioceno Superior y las brechas trituradas y aluviones que descansan directamente sobre el Cretáceo. No se puede obtener un corte á tra-

1. Felix und Lenk.—Beitraege z. Geol. u. Pal. d. Rep. Mexico. III, p. 133,
2. Zittel. Traité de Paléontologie. IV, p. 466.

vés de la Rhyolita, porque sólo la parte más alta está descubierta. La rhyolita es la roca eruptiva más antigua de la región, porque las brechas más bajas, que están entre las dos corrientes más bajas, contienen pedazos de esta roca. Como la labradorita ya es del Plioceno Superior, es claro que la rhyolita debe haber hecho su salida ó en el Plioceno Inferior ó en el Mioceno Superior.

La Labradorita y el Basalto.

La labradorita, como también el basalto, se dejan seguir por toda la barranca de San Pablo y del mismo modo se puede reconocer su presencia en las numerosas barrancas afluentes. La labradorita se puede seguir naturalmente sólo hasta allí, donde hay todavía cortaduras profundas en la llanura del valle de Tulancingo. Pero la corriente de basalto está visible en muchas partes de la superficie del valle mencionado, su punto de salida eran los cráteres en la montaña inmediata á la estación de las Lajas del ferrocarril Hidalgo, y recorre desde allí todo el valle de Tulancingo.

Como ya lo hemos mencionado, demuestran los cortes en el camino de la Hacienda de Vaquerías á Atotonilco el Grande, que la labradorita, aparentemente tan compacta en su parte superior, se compone de seis diferentes corrientes de un espesor poco considerable; por consiguiente, hay que suponer que la corriente poderosa se formó por una serie de erupciones que siguieron una á la otra. Estas corrientes probablemente se enfriaron más pronto en su extremo que en su origen; se formaron brechas sobre las partes más lejanas y más bajas, mientras que tales brechas, más cerca del punto de salida, ó faltan completamente ó son de un espesor mínimo. Siempre hay también que tener en cuenta que los afloramientos en las partes accesibles de la barranca en lo general no son buenos; cortes verdaderamente continuos existen solamente en las barrancas secundarias, cuyos acantilados no son accesibles. Es, pues, muy posible que también en la parte superior de la barranca las diferentes corrientes de labradorita estén separadas por brechas, pero hasta ahora no podemos dar la prueba de esto.

La labradorita se muestra generalmente en lajas ó como masa maciza, casi nunca en columnas.

La corriente de basalto es aparentemente uniforme en todas sus partes; tiene en lo general un poco más de 100 metros de espesor. La dirección de esta corriente es la misma que la de labradorita, es decir, en lo general, siguiendo el descenso de la barranca de San Pablo. La corriente cubre casi en todas partes las brechas del Plioceno Superior, descritas anteriormente, de modo que forma el techo de los criaderos de fierro.

Sólo en una de las localidades estudiadas por nosotros, á saber, en la mina de Terreros, encontramos una excepción: allí falta el basalto. El criadero obtuvo aquí un espesor mayor y formó probablemente una colina que

era más alta que la masa de la corriente de basalto y por esto no fué cubierta por la roca eruptiva.

El basalto se muestra generalmente macizo ó en columnas, menos frecuentemente se encuentran lajas. Hay columnas muy bonitas cerca de la Loma ancha, en la mina de Nuestra Señora de la Luz, y columnas muy graciosas se encuentran en el camino de la Hacienda de Vaquerías á Atotonilco el Grande. Estas columnitas están en la base de la corriente y contienen una cantidad considerable de fierro.

Descripción microscópica de las rocas, por E. Ordóñez.

Cerrito de Vaquerías.—Roca de color gris, ligeramente violada, con numerosos cristales de feldespato diseminados. Al microscopio se ve constituída de un magma amorfo y microfelsítico, con algunas microlitas de sanidino de extremos bifurcados. El magma se ha segregado en partes en forma esferolítica. Cada esferolita está formada por hacecillos fibrosos de microfelsita que son débilmente alumbrados á la luz polarizada. Los fenocristales son de sanidino en macles de Carlsbad. Hay pequeños nidos de tridymita en la masa de la roca. La predominancia de la microfelsita en la roca la define como una rhyolita.

Camino de Buenavista á San Pablo.—La roca es de color pardo, muy cristalina, pues la materia amorfa casi no existe. Es una asociación de feldespato microlítico de labrador con fluidalidad poco marcada, amoldados los cristales por grandes playas y secciones prismáticas de piroxena augita. El olivino, primer mineral consolidado, está bastante alterado. Esta roca debe considerarse como un melafiro y procede de las partes inferiores de una corriente de lava. La roca del medio de la misma corriente tiene igual grado de cristalinidad que la anterior, aunque de grano más fino. Debe considerarse también como un melafiro.

La roca de la parte superior de la misma corriente es una lava muy ampollosa de color gris, de magma escaso, amorfo y globulítico, con abundantes microlitas en ordenación fluidal, de labrador, alargadas y macleadas según la ley de la albita. Cristales de piroxena de pequeña dimensión, microlitas del mismo mineral; algunos cristales de olivino que se encuentran accidentalmente están transformados en óxido rojo de fierro. Las cavidades de la roca están tapizadas de una costra de limonita, de calcedonia y de arcilla, producto de circulación de aguas calientes. Esta roca es del tipo de las labradoritas, que abundan en corrientes en la región.

La roca que proviene de la corriente superior es un tipo de transición del melafiro al basalto, porque la materia amorfa comienza á presentarse de nuevo. La misma asociación que en las rocas anteriores: labrador, amoldado por augita, y olivino alterado. La roca tiene grandes nidos de tridymita.

Loma Ancha.—En cuanto á la roca procedente de la Loma Ancha, se aproxima más al tipo de los basaltos. Su color es negro, muy compacta,

con un grado de cristalinidad bastante grande para reducir la materia amorfa á mínima cantidad y solamente llenando los pequeños intersticios entre los cristales. Si se trata de una roca procedente de una corriente de lava, el ejemplar viene de las partes de dicha corriente que se enfriaron más lentamente. El escaso magma es globulítico, las numerosas microlitas son de labrador, macleadas con la extinción del labrador. La augita en numerosos granos y secciones amolda al feldespato, y el olivino en pequeña cantidad está alterado. Tiene la roca grandes granos de óxido negro de fierro.

Mineral de fierro.—Las muestras de mineral de fierro de la mina Terreros dan idea del modo como se han depositado los óxidos de fierro. Una de las más instructivas nos da al microscopio el carácter de una brecha constituída: 1º, de fragmentos pequeños de cuarzo, de feldespato, en su mayoría de sanidino y algunas microlitas; 2º, pedazos de pómez y de rhyolita, es decir, de microfelsita y esferolitas, semejantes á la roca del cerrito de Vaquerías; 3º, fragmentos de labradorita y basalto semejantes á las rocas de esta especie antes descritas. Estas distintas partes se hallan soldadas por la sílice bajo la forma de ópalo de concreción, de color amarillo á la luz natural, el que envuelve como producto de último depósito óxidos rojo y amarillo de fierro, que se ven á veces concrecionados con el ópalo y á veces en la forma de granos como retenidos mecánicamente por el ópalo; este último caso es el más frecuente, lo que quiere decir que dicho fierro no procede de una sustitución con los elementos de las rocas, sino que llegó hasta ellas ya libre, é impregnándolas, ó bien en disolución en aguas cargadas de sílice y por lo tanto de ácido carbónico.

En otros ejemplares de la misma mina la penetración del fierro es más completa, el ópalo menos abundante, pero juntamente con él algunas cavidades tienen un reborde de tridymita. Los fragmentos de las rocas son menos claros y en parte han desaparecido, quedando solamente los fragmentos de fenocristales de feldespato, que tienen la particularidad de mostrar, cerca de los bordes, hileras en rosario de multitud de vesículas gaseosas, indicando con eso que han sido sometidos á una alta temperatura, pues es el fenómeno muy parecido al que ofrecen los feldespatos en las enclaves.

En las muestras muy ricas en fierro como en las de la Loma Ancha de las laderas del Cerro de San Sebastián, no se observan ya fragmentos de rocas ni depósito de ópalo, sino simplemente óxidos ferruginosos terrosos, sin ninguna estructura de concreción.

En la mina Terreros, juntamente con los óxidos de fierro, vienen fragmentos de semiópalo puro, de colores gris y pardo.

Cuaternario y aluviones recientes.

Al Cuaternario y al Período Reciente (una separación no es bien posible aquí) pertenecen todas las brechas trituradas que cubren el basalto, como

también los restos fluviales y lacustres que se encuentran en la barranca principal, así como en algunas de las secundarias. Describiremos estos depósitos en el orden siguiente: las brechas que cubren el basalto, los restos fluviales de la barranca principal y los depósitos lacustres del arroyo de las Flores.

Las brechas trituradas que cubren el basalto contienen abajo (véase el corte 2) una acumulación de pedruscos de basalto que están unidos por una masa de brechas volcánicas trituradas; sobre esto sigue el detritus más fino con aislados pedruscos de basalto, en cantidad que va disminuyendo, hasta perderse arriba casi por completo. Parece que á toda la masa le falta la estratificación.

En estas capas se encontró, cerca del lugar llamado Magueyes Verdes, á una profundidad de dos metros de la superficie, una muela de *Elephas primigenius Blumb.*, lo que nos prueba que el Cuaternario llega casi hasta la superficie y que las capas recientes ó faltan ó son insignificantes.

Donde el basalto no está cubierto por el detritus se ha descompuesto la roca eruptiva por la circulación del agua, formando una cubierta más ó menos gruesa de caliche.

En cuanto á los restos fluviales en la barranca principal, así como en las secundarias, tenemos que distinguir dos divisiones, á saber: el acarreo estraficado que se depositó durante la formación de la barranca misma, y por otra parte el material acarreado más moderno, que cubre hoy en masas grandes los flancos de la barranca. Hay que considerar estos últimos como más modernos, porque cubren en varios puntos los restos que hemos mencionado en primer lugar. Naturalmente, esto no prueba la misma relación de edad para todas las partes de los depósitos, pero permite suponerla como probable. Los depósitos más antiguos se encuentran en diferentes lugares de la barranca en altura diferente, cubriendo la roca primitiva, sea ésta basalto, labradorita, brechas ó sedimentos cretáceos. Estos depósitos consisten en parte de arenas de grano más ó menos grueso de basalto, de labradorita, de pómez y de brechas trituradas; por otra parte de brechas tri turadas, haciendo una toba que muchas veces está colorida por ocre. Donde el depósito está casi en el fondo de la barranca hay naturalmente también calizas y pizarras cretáceas entre los componentes. Cerca de la mina del Milagro encontramos á la altura de la labradorita el corte siguiente (de arriba para abajo):

2 metros.	toba, conglomerado fino alternando con arena, toba, arena, toba,
0,05 m.	toba de espesor irregular.
0,15 m.	arena,
0,02 m.	toba colorida por ocre,

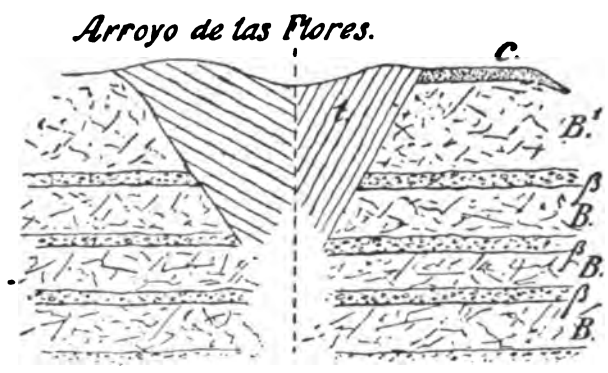
1 m. { arena fina,
arena más gruesa,
conglomerado de piedras rodadas.

Aunque este afloramiento tenga sólo algunos metros de espesor, es no obstante instructivo; se observa una estructura paralela discordante clara; con seguridad estos restos fueron dejados en sus lugares durante la formación de la barranca, que en este lugar todavía es relativamente angosta; la coloración de algunos lechos por el ocre se habrá hecho probablemente por material del criadero de fierro llevado por el agua.

Depósitos semejantes se observan también en las dos riberas de la barranca arriba del rancho de San Pablo, en una altura de cerca de 1,900 metros, y otro más en una altura de cerca de 1,800 metros; el último es de extensión considerable y está en parte bien estratificado. Podemos, pues, probar la existencia de los restos de dos terrazas, pero fundándose en los afloramientos al lado meridional cerca de San Pablo, es probable que existan todavía algunas más.

El material triturado y conteniendo pedruscos de basalto y labradorita que cubre los flancos del valle, no da motivo para observaciones especiales; es el acarreo común de pendientes mezclado con material que fué acarreado desde la planicie y fué condensado en una masa compacta por los efectos de las lluvias. Cubre todos los depósitos, desde el Cretáceo hasta el basalto más moderno y no muestra, hasta donde llegan nuestras observaciones, ninguna estratificación.

Respecto á depósitos lacustres, finalmente, sólo podemos citar uno en el arroyo de las Flores. Se trata en este caso de un banco no muy poderoso de lignita. Este banco se encuentra en una altura de 1,455 metros, á saber, 255 metros abajo del borde de la llanura. Debajo del banco hay tobas con numerosos restos de plantas mal conservadas; el fondo está formado por pizarrras de Necoxtla fuertemente plegadas (rumbo N. 25° W., echado principal S.W.). Sobre la lignita se encuentran arenas más ó menos finas. Tenemos aquí, como se ve claramente, un depósito muy moderno, y hay que decir que la lignita es técnicamente inútil, tanto por su cantidad como por su calidad. La lignita debe haberse formado en una pequeña represa en forma de laguna en el arroyo de las Flores, las aguas deben haber bajado por el arroyo, como nos lo demuestra el corte en las partes superiores de esta pequeña barranca se-



1. *B* Labradorita.—*B'* Basalto.—*β* Brechas.—*t* Tobas.

cundaria. Vemos, pues, allí las condiciones representadas en el adjunto corte 1. A los dos lados de la parte de donde baja el arroyo actual están las rocas de las corrientes de labradorita y de basalto, con sus brechas correspondientes, y arriba se halla la capa de caliche. Entre los basaltos, etc., se hallan poderosas capas fuertemente inclinadas de brechas trituradas, lo que prueba que se había formado en este lugar una antigua barranca antes que la barranca de San Pablo hubiese llegado hasta su profundidad actual; aquella barranca fué rellenada después por acarreo. En el fondo de la cortadura se acumuló el agua, numerosas plantas fueron acarreadas y así se formó una capa de restos de plantas más ó menos destruídas, que se transformó en lignita en el curso del tiempo. Como la barranca ha cortado el basalto y como la abra fué rellenada después, hay que considerar la lignita como de una edad bastante moderna, es decir, cuando mucho del Cuaternario.

Fenómenos volcánicos en la actualidad.

Como últimos restos de la acción volcánica debemos considerar los manantiales termales de Arroyo Seco y de Acaseca. El manantial de Arroyo Seco, que está en una barranca cerca de la Hacienda de Vaquerías, contiene peróxido de fierro, ácido silícico, alúmina, cal, ácido sulfúrico y ácido fosfórico. El manantial está captado, de modo que no se puede observar la salida del agua de la roca; por la coladera por la cual viene el agua á la superficie sale en forma de copos una concreción ferruginosa cuya composición es: $Si\ 0^2 = 40\ \%$; $Fe^2\ 0^3 = 60\ \%$; la salida de los copos no se hace regularmente sino alternando en cantidades mayores y menores. El agua tenía en la coladera 30° C., siendo 22° C. la temperatura del aire.

El segundo manantial, llamado Acaseca, no forma depósitos; contiene bastante sulfídrico libre y tiene una temperatura de 45° C., siendo su composición la siguiente:

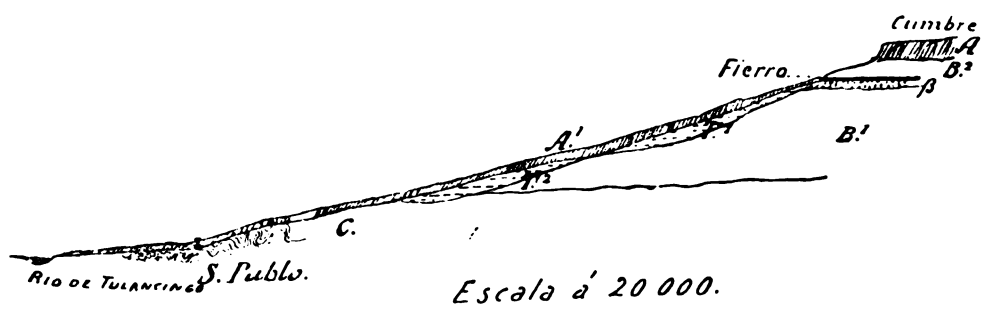
disueltos en CO^2.	$Si\ 0^2$	0.0267	0.2756 gs. por litro, precipitables por ebullición.
	$CO^3\ Ca$	0.2414	
	$CO^3\ Mg$	0.0071	
	$CO^3\ Fe$	0.0004	
	NaCl	0.0607	
	$CO^3\ Na^2$	0.2014	
	Materia orgánica	vestigios	
	Total residuo:	0.5377 gramos por litro.	
	Residuo obtenido por evaporación:	0.5401 ,, ,, ,,	

Historia geológica de la región.

Para hacer la historia geológica de la región, tenemos que distinguir desde luego dos grandes divisiones en ella, á saber: la que comprende el tiempo antes del gran movimiento orogénico y la que siguió á ésta. En

ésta. En la naturaleza está expresado esto por la situación de las capas, comprendiendo en esta expresión también las rocas eruptivas, porque en sentido geológico presentan en este caso completamente las cualidades de capas. En nuestra región sólo tomaron parte en el levantamiento que sufrieron las capas de las montañas mexicanas, en el Terciario antiguo, [1] los sedimentos cretáceos; sólo ellos están, pues, fuertemente plegados y ninguno de los depósitos más modernos muestra dislocaciones considerables.

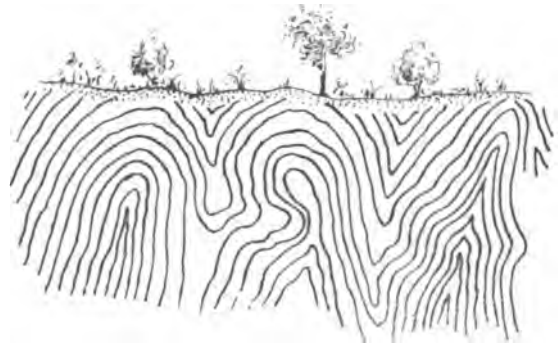
Cualquiera de los cortes desde la llanura del Valle de Tulancingo hasta el fondo de la barranca nos ilustra las condiciones geológicas en lo general; y se puede decir de antemano que los cortes por las riberas de la barranca principal son por lo general uniformes, y por esto nos limitamos á indicar dos que dan todas las relaciones que serán descritas en el texto. El primero baja de la cumbre, cerca del Rancho de Buenavista, por el Rancho de San Pablo, al Río de Tulancingo; el otro da la ribera izquierda del Arroyo de las Flores.



2. *C* Pizarras de Necoxtla; *B*¹ Labradorita; *β* Brecha con fierro; *B*² Basalto; *A* Brecha triturada; *T*¹ y *T*² Terazas; *A*¹ Aluviones y acarreo modernos.

En el fondo de la barranca vemos en muchos lugares las capas cretáceas; en el Rancho de San Pablo, barranca arriba, encontramos calizas de Maltrata, y barranca abajo, pizarras de Necoxtla; ambas presentan un plegamiento intenso. El bosquejo adjunto (corte 4) nos da una ilustración de la

3. *B* Basalto; *A* Brechas trituradas del Cuaternario.

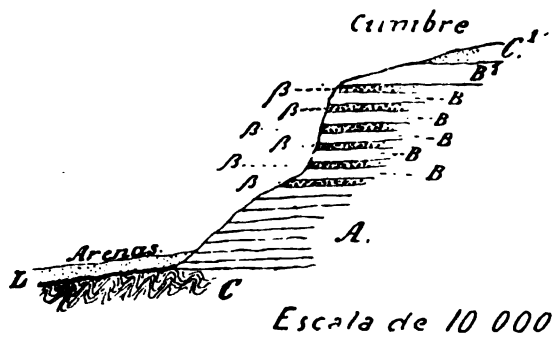


4. Caliza de Maltrata plegada; Rancho de San Pablo.

1. Dejamos aparte aquí, como de poca importancia, los fenómenos de levantamiento y hundimiento que tuvieron lugar en el Senoniano.

forma de los pliegues en la caliza de Maltrata, cerca del Rancho de San Pablo. Estas capas tomaron parte, por lo tanto, en el movimiento orogénico.

Sabiendo que la emersión del terreno, es decir, la retirada del mar, había comenzado en esta región en el Senoniano, tenemos que suponer que después del movimiento orogénico el terreno ya fué configurado por la erosión y que ya se habían formado valles y sierras, cuyo plan tectónico encontró su causa en el movimiento orogénico; la configuración más detallada la produjo la erosión, que rebajó las montañas y rellenó los valles, después de haberlos cortado hasta su nivel de base. Los restos de estos efectos de la erosión los vemos en los aluviones, que están debajo de las corrientes de labradorita. El valle que se formó aquí en el Terciario siguió más ó menos el curso actual de la barranca de San Pablo y se rellenó en parte.



5. Arroyo de las Flores, ribera izquierda. *C* Cretáceo, pizarras de Necoxtla; *A* Aluviones antiguos; *B* Labradorita; *β* Brechas del Plioceno; *B'* Basalto; *C'* Caliche; *L* Lignita.

Al lado de la erosión también el volcanismo tenía influencia en el cambio de la configuración del suelo. Erupciones de rhyolitas tenían lugar en nuestra región en el Terciario Moderno, es decir, en el Mioceno Superior ó Plioceno Inferior. Por falta de afloramientos no podemos probar si la rhyolita cubrió partes extensas del suelo; pero por la circunstancia de que en la vecina sierra de Pachuca las rhyolitas están muy distribuídas, y porque las brechas antiguas son en gran parte de naturaleza rhyolítica, debemos concluir que las erupciones de rhyolitas eran considerables, y la única cúpula de rhyolita que aflora, sobresale todavía hoy de la llanura del Valle de Tulancingo.

A las erupciones de rhyolitas siguieron las de labradoritas, y se pueden distinguir varias emisiones de lava que fueron interrumpidas, aunque la erupción pudo haber sido bastante continua y haber obtenido cierta importancia, porque se pueden seguir las corrientes desde la parte superior hasta la inferior de la barranca de San Pablo. La angostura de las brechas que no fueron trituradas por agua prueba que no hubo interrupciones considerables. La primera interrupción de importancia después de las emisiones anteriores tuvo lugar en el Plioceno Superior. Los restos fósiles encontrados en las brechas, que caracterizan el fin de la erupción de labradorita, nos demuestran que la ancha llanura formada por las corrientes de lava era habitada por animales ó que éstos existían en las montañas y que sus cadáveres fueron acarreados por el agua corriente á la llanura. Naturalmente, las corrientes de lava labradorítica siguieron el descenso del terreno, que existía ya después del levantamiento de la montaña y cuyo declive

era tan fuerte que los aluviones posteriores y las erupciones de labradorita no pudieron disminuir sino en parte. Como lo hemos mencionado ya, reconocemos en las brechas del Plioceno Superior las huellas del agua corriente y, á saber, de un agua que contenía grandes cantidades de ácido silísico y de fierro. Estas soluciones las encontramos en manantiales termales que en nuestro caso fueron manantiales minerales de origen volcánico, y como no contenían cal, deben haber obtenido su ácido silísico pasando por las masas de rhyolita. Como la mineralización tenía lugar en una extensión tan grande, hay que suponer la presencia de un gran número de manantiales termales, que por su parte indican una distribución considerable de la rhyolita. La salida de numerosos manantiales termales está generalmente ligada con el decrecimiento de un período de erupción; este era el caso también aquí, como lo prueba lo que hemos mencionado, de modo que nuestra opinión recibe así un nuevo apoyo. Varias circunstancias prueban que no hubo ninguna formación de lagos y pantanos. Sobre todo, existía todavía el antiguo descenso en el terreno, de modo que las corrientes de basalto seguían exactamente el curso de las labradoritas, pues no debe haber existido un impedimento, una barrera que causara una represa de las aguas; por otra parte, resulta del estudio microscópico de la brecha que contiene el fierro, que no existen restos de plantas en ella y que ninguna descomposición química bajo la presencia de restos orgánicos tuvo lugar, como sucede cuando se forma fierro palustre; [1] al contrario, había solamente un depósito de ácido silísico y limonita; los dos minerales encierran los cristales de feldespato de las brechas, sin que se observe en ellos descomposición. Tales depósitos de manantiales no son en manera alguna raros: citamos aquí los fierros (Bohnerze) de Württemberg, Suiza y Francia y quizá también los fierros cretáceos de Franconia (Baviera). J. Haniel cita [2] un gran número de criaderos que fueron formados por aguas minerales; dice que esos criaderos se formaron por aguas minerales que contenían ácido carbónico.

Después del depósito de los manantiales termales, que duró algún tiempo, empezó otro período de mayor actividad volcánica; siguió una fuerte erupción de basalto y sus lavas cubrieron la brecha casi en toda su extensión. A esta erupción siguió de nuevo la salida de varios manantiales termales, de los cuales duran algunos hasta la actualidad. Hoy todavía encontramos, particularmente en el manantial de Arroyo Seco, depósitos de fierro con mezcla de ácido silísico; esto nos muestra en la actualidad cómo se formaron los depósitos de fierro entre la labradorita y el basalto.

Al mismo tiempo empezó su trabajo la erosión. El amplio valle de Tu-

1. Citamos los estudios muy exactos y detallados de F. M. Stapf: Ueber die Entstehung des Seerze (Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1866, p. 86–173), cuyos resultados fueron utilizados por J. H. L. Vogt (Salten og Ranen. Kristiania, 1891, p. 214) y Hj. Sjögren (Geol. Föreningen i Stockholm förh. 13, 1891, p. 373) para explicar la formación de criaderos de fierro en Suecia.

2. J. Haniel. Ueber das Auftreten und die Verbreitung des Eisensteins in den Juraablagerungen Deutschlands. Zeitschr. d. Deutsch. Geol. Ges. 1874, p. 59–118.

lancingo fué cubierto por aluviones, los ríos y arroyos acarrearon el materia triturado de las rocas eruptivas desde las montañas vecinas y lo depositaron en el suelo poco inclinado del valle. Durante el mismo período el río principal comenzó á hender la roca; en la barranca angosta y no muy profunda que se formó de esta manera se formaron depósitos fluviales cuando la corriente acabó de ser muy fuerte y rápida. Estos depósitos fueron destruídos en su mayor parte por la erosión lateral, de modo que quedaron sólo los pequeños restos que describimos antes. El curso de la barranca ya estaba determinado por un valle terciario, como lo hemos demostrado anteriormente. Este valle ya había sido cortado hasta su nivel de base (base level) y en parte era otra vez rellenado, pero con todo esto quedó aún un descenso considerable del terreno, el cual siguieron más tarde las rocas eruptivas. Reconocemos este declive, por ejemplo, en la situación de la base del basalto; mientras entre el Milagro y el camino de la Hacienda de Vaquerías á Atotonilco el Grande esta base está á las alturas siguientes: 1,960 metros, 1,930 metros, 1,850 metros, 1,710 metros, la encontramos al Norte de la parte media, cerca de la mina de la Reunión, á una altura de 2,010 metros, de modo que entre este punto y la Loma Ancha existe una diferencia de nivel de cerca de 160 metros. Cerca de la Loma Ancha se ve también en el terreno claramente el declive de la corriente de basalto; quedará, pues, muy poca duda de que tenemos aquí el curso de un valle terciario.

Como ya lo hemos mencionado, podemos observar claramente en varios lugares restos de formación de terrazas, á saber: una terraza principal casi en el fondo de la barranca (cerca del Rancho de San Pablo) y otra más alta, más ó menos á la altura de 1,900 metros. Cosa semejante se encuentra en el punto donde está la mina del Milagro. Es de suponer que éstas no son las únicas formaciones de terrazas, pero en lo general los afloramientos no son bastante favorables para el reconocimiento de todas las terrazas, porque los dos lados del valle están cubiertos por el acarreo cimentado moderno. La existencia de dos de estas terrazas es una indicación importante. En ninguna parte de la barranca se puede probar la existencia de una antigua barrera que pudiera haber represado el agua; y puesto que se formaban depósitos, debe haber disminuído el caudal de manera que la barranca alcanzó su nivel de base. ¿Cómo era posible entonces que la corriente comenzara de nuevo á cortar los aluviones y la roca y llegara á partes más profundas que antes? Tenemos que suponer por fuerza que la parte superior de la barranca sufrió pequeños levantamientos temporales en el Cuaternario ó en el Plioceno más moderno, de modo que se hizo de nuevo un descenso en el talweg; cuando el río llegó hasta una altura de cerca de 1,800 metros (cerca de San Pablo) se formó de nuevo un nivel de base y siguió otra vez un levantamiento y el río cortó otra vez la roca. En la actualidad la barranca ya llegó en su tercio inferior al nivel de base, y la parte inferior, ó sea la laguna de Meztitlán, llegó probablemente desde el Terciario, mientras que en la parte superior de la barranca la incisión profunda

se hizo mucho más tarde. Del rancho de San Pablo para abajo parece comenzar el rellenamiento, mientras que la parte alta de la barranca todavía se está profundizando.

Hemos dicho que la formación de la barranca está en relación con la de los depósitos de lignita y por esto ya no es necesario hablar más de este asunto.

NATURALEZA DE LOS CRIADEROS.

Después de haber estudiado la geología de la región, é indicadas ya las formaciones que la constituyen, desde la sedimentaria cretácica y la eruptiva terciaria hasta las cuaternarias y recientes, que se hallan desde el Rancho de la Mora hasta el plan de Las Flores, pasamos ahora á estudiar en detalle los criaderos ferruginosos, los cuales, aunque con lapsos grandes de interrupción, pueden observarse desde la mina El Milagro hasta la llamada Nuestra Señora de la Luz, minas situadas en la barranca grande ó cañón de Tulancingo. Muy poco explorados se encuentran en verdad esos criaderos, pues no obstante la buena calidad de los minerales y las mejores condiciones económicas de la localidad, los trabajos durante cuarenta años han sido desarrollados en muy pequeña escala y sólo en la parte superficial de los mencionados criaderos, zona que dejó á descubierto la erosión, la cual al abrir las barrancas de Tulancingo y sus afluentes ha proporcionado profundos cortes naturales que facilitan al geólogo sus estudios y evitan trabajo al industrial, permitiéndole á éste proceder desde luego al disfrute de esos yacimientos.

Como hemos dicho, los criaderos ferruginosos se encuentran entre dos escurrimientos, uno de roca labradorita y otro basáltico; el primero y más antiguo forma el bajo ó asiento de los criaderos, y el segundo posterior á la formación de aquellos yacimientos constituye su alto. La distancia que separa á esos dos escurrimientos y que forma la anchura ó potencia del criadero, es muy variable: desde 10 centímetros, como se ve en las minas El Milagro, Hidalgo y Morelos, hasta 80 centímetros en las minas Transvaal y Nuestra Señora de la Luz. Esta variabilidad de potencia origina notables y frecuentes interrupciones en los criaderos y les da la forma de grandes lentes aplastadas, unidas entre sí por láminas muy delgadas, á las veces imperceptibles. Estas lentes están colocadas sobre un plano á 1,960 metros sobre el nivel del mar, ligeramente inclinado del Oriente hacia el Poniente, y siguen las anfractuosidades de la capa labradorítica inferior. En esta capa se observa un salto de 70 metros en el fundo llamado Nuestra Señora de la Luz y salta también el criadero, el cual baja de la zona alta y acantilada de la barranca principal para la de suave pendiente y cercana á la cima del estribo llamado Loma Ancha, que, casi normal á la dirección de la barranca, se encuentra mucho menos elevado que las planicies de gran extensión que coronan al profundo cañón de Tulancingo.

La extensión horizontal ocupada por estas lentes mineralizadas es sin duda bastante considerable, pues aunque los trabajos de exploración sean muy pocos, como hemos dicho, los profundos cuanto varios cortes naturales que en diversas direcciones surcan el terreno, permiten ver en una zona de 30 kilómetros de largo por más de 2 de ancho multitud de secciones de esas lentes, algunas bastante largas, lo que prueba que existe en esa región una zona mineralizada extensa y que algunas de esas lentes serán grandes aunque de poca potencia.

El relleno de la zona mineralizada, que en forma de lentes se encuentra entre los escurrimientos labradorítico y basáltico, lo pudimos estudiar tanto en los lugares en que la erosión ha dejado á descubierto los criaderos, como en las obras subterráneas emprendidas para el disfrute. Estas obras son socavones cuyas bocas se encuentran á las márgenes de las barrancas, y que siguiendo caminos tortuosos en los criaderos alcanzan ahora un desarrollo de 50 á 100 metros. Entre esos socavones mencionaremos: el del Milagro, 150 metros abajo de la planicie de coronamiento de la barranca de Tulancingo; el Sabinal, en el fundo Transvaal, á 120 metros abajo de la misma planicie, y el llamado Loma Ancha, en el fundo de Nuestra Señora de la Luz, á 135 metros abajo de la cima del mismo nombre. En todas estas labores (que en la localidad son conocidas con el nombre de "ranchos"), así como en varios cortes naturales, pudimos observar el mismo relleno, constituído por los siguientes elementos: el bajo del criadero lo forma, como hemos dicho, la labradorita, á veces esponjosa é impregnada de óxido de fierro hidratado, mineral que rellena las ampollas de la roca y que se introduce en su masa porosa cimentándola y rodeando hasta las microlitas de la misma roca; sobre esta capa se encuentra otra muy delgada de brecha rhyolítica, á veces pomosa, é impregnada también por óxido de fierro y silisa hidratada; encima se encuentra la capa de mineral de fierro, formada en la parte baja por limonita y en la parte alta por hematita roja, cimentadas por arcilla y silisa hidratada; sobre esta capa, que es la que representa el valor industrial del criadero, se encuentra otra muy delgada y formada por semiópalo de diversos colores, siempre ferruginoso y que está en contacto con la roca basáltica del alto, la cual no está impregnada por el óxido de fierro como la labradorita que se encuentra en el bajo del criadero. Las únicas variantes que se observan en el relleno ya mencionado, son: que á las veces el bajo del criadero es una brecha labradorítica completamente impregnada de limonita y ópalo; y otras, que el alto está formado por una capa de arcillas, resultado de la trituración por frotamiento del basalto del alto al resbalar sobre la capa silisosa, sobre los semiópalos, que se encuentran siempre en la zona superior de las lentes mineralizadas.

La potencia de cada una de las zonas que forman el relleno ya descrito es muy variable, y sólo puede decirse: que la parte útil, por su mejor mineralización, ocupa las tres cuartas partes de la potencia total del criadero y que su arranque es muy fácil, rápido y económico, por la poca cohesión del mineral cimentado por la arcilla ferruginosa.

Conocidas ya las relaciones de posición en que se encuentran estos criaderos con respecto á las formaciones geológicas de la región; indicada también la forma que afectan, la extensión aproximada que ocupan y la naturaleza de su relleno, tal como se observa en todos los lugares en que la naturaleza ó el hombre los ha puesto á descubierto, pasamos á estudiar ahora el origen y modo de formación de estos criaderos; trataremos de reconstruir su génesis y los clasificaremos en seguida.

El fierro, metal tan interesante para la industria, como uno de los principales y más abundante elemento constitutivo de la corteza terrestre, lo encontramos: nativo, en las doleritas de Ovifak, en Groenlandia; oxidulado, en las rocas granitoides y traquitoides, contenido en las piroxenas, anfíbolas ó micas y aun feldespatos que las forman; titanado y cromado, en las dioritas, diabasas, euphotidas ó gabros; y al estado de silicato, en las rocas ácidas y básicas, concentrándose ya en la misma roca en el momento de cristalización de ésta, ó separándose, por el contrario, de la roca eruptiva, ya en el momento de la emisión, ya posteriormente, bajo la influencia de circulaciones hidrotermales. Este metal tan abundante lo vemos: ya combinado con el oxígeno, formando la limonita, la hematita roja, el oligisto y la magnetita, como con el ácido carbónico, formando la siderosa; ya con el azufre, bajo forma de pyrita ó marcasita, como con el ácido fosfórico constituyendo la vivianita; ó, por último, combinado con la sílisa, formando parte en la composición de casi todas las rocas eruptivas, concentrándose á las veces para originar los yacimientos de inclusión en cúmulos, como los que existen en las serpentinas en Taberg y Cogne, ó separándose de las rocas eruptivas para formar los criaderos filonianos, como también los sedimentarios.

Esa difusión del fierro y de sus compuestos entre los elementos constitutivos de casi todas las rocas eruptivas ha originado, mediante fenómenos secundarios antiguos ó recientes, la formación de los grandes depósitos ó yacimientos de formas varias, que encontramos con frecuencia y cuyo valor industrial aumenta con los progresos de la química, los que aplicados á la metalurgia permiten hoy explotar con ventaja criaderos antes depreciados por el fierro impuro que pudieran producir.

Por otra parte, si se tiene en cuenta la fácil solubilidad del fierro y de sus combinaciones en el agua simplemente cargada de ácido carbónico, se comprende desde luego cómo pudo pasar el fierro, de elemento constitutivo de una roca, á formar inclusiones, vetas, capas, y en general todos los criaderos en que lo encontramos hoy concentrado y que, al motivar los estudios del geólogo, atraen también las miradas del minero, quien encuentra en ellos nuevas fuentes de riqueza y de utilidad general.

El silicato de fierro que se encuentra en casi todas las rocas constituye la mayor parte de las clasificadas como básicas, en las que existe también el fierro oxidulado, cromado á las veces y también titanado; pero todas estas combinaciones son solubles al estado de bicarbonato en las aguas cargadas

de ácido carbónico, ya meteóricas, ó bien las termales emitidas por manantiales.

De estas disoluciones, vehículo que lleva el compuesto metálico para concentrarlo en puntos lejanos á veces, se precipita el fierro ya como carbonato formando los criaderos de siderosa, ó bien al estado de óxido hidratado; y ya se acumula en las fracturas por donde circularon esas aguas termales ferruginosas, formando vetas, ya se concentra en depresiones cerradas para formar capas ó pantanos, ó bien se deposita en la superficie del terreno que sirve de lecho de escurrimiento á esas aguas, constituyendo los criaderos de desparramiento.

Explicado el origen primero del fierro que existe en los criaderos filonianos ó sedimentarios, metal que antes formara parte constitutiva de las rocas eruptivas, las cuales son el producto más ó menos directo de la escorificación del núcleo metalífero fundido, situado en el centro de la tierra, y conociendo también la solubilidad de los compuestos ferruginosos en las aguas carbónicas, se comprende fácilmente: que en todas las épocas geológicas se hayan formado criaderos de fierro, que los encontremos desde los tiempos primitivos hasta nuestros días, y que los veamos formarse en los pantanos y en los lechos de escurrimiento de aguas ferruginosas.

En efecto, si lanzamos una mirada retrospectiva y con atención recorremos los criaderos ferruginosos, encontraremos con Fuchs y De Launey: en los cipolines del terreno primitivo, los mantos y cúmulos de magnetita y oligisto de Mokta-El-Hadid; en las calizas del terreno primitivo, los cúmulos de magnetita y oligisto de San-Thiago en Portugal. En el período cambriano, en el que existen pocos yacimientos de fierro, encontramos sin embargo el cúmulo de oligisto de Asturias y los mantos del mismo mineral en la isla de Elba. En el período siluriano, en el que empezaron á formarse las divisiones en cuencas, permitiendo éstas el depósito de los minerales de fierro tomados á las rocas de los contornos, encontramos un gran número de capas ó mantos ferruginosos que han sido metamorfoseados más tarde y entre los que citaremos: los de oligisto y magnetita de Segré y Rougé, en las cuartzitas silurianas; las de Dieletté (Mancha) en las leptynitas; las de Saint-Rémy sobre la arenisca armoricana; las de Krivoi Rog (Rusia), en pizarras y cuartzitas; las de Bohemia, en las pizarras que forman la capa llamada de Komorau; las capas de fierro oxidulado magnético de Saint-Léon (Cerdeña), en pizarras silurianas; los cúmulos de hematita roja en cuartzitas, de Villa Caños, en Andalucía; los cúmulos de hematita parda, en las calizas de Grand Vallée (Alleghany), y la extensa capa de hematita roja oolítica, que se encuentra en el Estado de Nueva York, en Pensilvania, y sobre el borde Poniente del lago Michigan. En el período devoniano encontramos cúmulos de siderosa intercalados en calizas y pizarras en Erzberg de Styrie y de Carinthie, y cúmulos de hematita roja en Elbingerode (Harz). En el período carbonífero se hallan los mantos y cúmulos que con justicia han llamado más la atención del minero, puesto que el fierro

está entonces cercano á la hulla, elemento empleado en su elaboración, y entre estos privilegiados yacimientos encontramos: los cúmulos de hematita roja en las calizas carboníferas de Cumberland (Inglaterra), los mantos de siderosa en las pizarras hulleras de Ruhr de Silesia y de Francia, y en la época permiana, en que las acciones químicas gozaron gran papel y en la que el fierro colora de rojo todo un piso de arenisca, están las capas arcillo-ferruginosas de la cuenca de la Sarre (Francia) y las de Cartagena (España). En el período triásico se encuentran las hematitas pardas de Silesia en cúmulos sobre la dolomía metalífera y los mantos de limonita en Ardeche (Francia). En el liásico, en la época hetangiana, están los mantos de Borgoña y las lentes de Mazenay y Changes; en el sinemuriano, el manto de hematita parda oolítica de Harzbourg (Alemania); en el toarciano, las capas de mineral oolítico de Meurthe y Moselle (Francia). En el período oolítico, en el piso bajosiano, tenemos los mantos y lentes de Ougney, Isenay y Privas, y en el oxfordiano las lentes de hematita roja de Pierre-Morte, de Neuvysy y de Chatillon (Francia). En el período infracretácico encontramos: en la época neocomiana, la caliza ferruginosa de Métabief; en la urgoniana, la capa roja de Wassy y los minerales milioolíticos de Champagne; en la aptiana, los cúmulos de hematita parda de Bois-de-Loges y de Blangy. En el período cretácico, entre las arcillas y calizas huronianas, se encuentran los cúmulos de hematita de Bilbao (Vizcaya). En el período eoceno se hallan los desparramamientos ferruginosos de hematitas pardas ó rojas manganesíferas de Túnez. Y, por último, como yacimientos sedimentarios de fierro tenemos los minerales de lagos y de pantanos que se encuentran en todas las épocas geológicas, desde el terreno llamado primitivo, en el que son abundantes, y que se depositan hasta la fecha en un gran número de lugares, como en Silesia, Polonia, el Banat, la Finlandia y los lagos de Escandinavia. Lo mismo que los yacimientos sedimentarios, encontramos los filonianos en todos los períodos geológicos: en el siluriano, los de magnetita de Visokaya-Gora, los de magnetita y chalcopyrita de Traverselle; en el triásico, las vetas de siderosa de Allevard; en el liásico, los filones de hematita de Rancié; en el eoceno, las vetas también de hematita de Canigou, y en el meoceno, las de Banat, Hungría y Servia.

Por lo anterior se comprende que los criaderos de fierro son muy abundantes en la naturaleza y que su formación ha tenido lugar en todos los períodos geológicos, desde las épocas primitivas hasta nuestros días; pero de todos esos criaderos, aunque de formas varias, los principales y más importantes han resultado: por el depósito del óxido de fierro que las aguas tuvieran en disolución, y que han abandonado, ya por la pérdida del ácido carbónico, ó bien por precipitaciones y reacciones químicas favorecidas á veces por diversos organismos.

El óxido de fierro lo encontramos formando mantos, capas sedimentarias, incrustando las paredes de fracturas para originar las vetas, ó bien de-

positado en las anfractuosidades ó cavidades superficiales del terreno por donde antes circulaban aguas ferruginosas.

Por todas partes y en todos tiempos encontramos el óxido de fierro, y sin embargo, su naturaleza varía y está ligada hasta cierto punto con la edad geológica del terreno en que se encuentra; en efecto, en los períodos primitivos aparece como oligisto ó magnetita, después como hematita roja, luego como hematita parda, y al fin, en nuestros días, se forman los lodos ocrosos, grises ó negros. La naturaleza del mineral varía en relación con la antigüedad del criadero; así, esos lodos ocrosos más recientes, al endurecerse se concrecionan y forman la hematita parda como se encuentra en los pantanos de Suecia y de Noruega; por la acción del tiempo y por fenómenos metamórficos este mineral se deshidrata y forma la hematita roja que encontramos en el cretácico y jurásico, y más tarde, cristalizándose y reduciéndose en parte, produce la magnetita ó el oligisto, minerales que se hallan en los terrenos antiguos metamórficos.

En el caso que nos ocupa y al estudiar los criaderos ferruginosos de Vaquerías para determinar su edad geológica y poderlos comparar desde ese punto de vista con los ya enumerados, encontramos datos precisos que nos permiten llegar al fin deseado. En efecto, no es tan sólo la naturaleza del mineral, la limonita y poca hematita que constituyen los criaderos el único dato que se posee para considerarlos como modernos, sino los fósiles encontrados en el mismo yacimiento, fósiles que hemos clasificado como del Plioceno superior; y puesto que esos fósiles están impregnados por el óxido de fierro, deben considerarse como preexistentes á la formación de los criaderos, los cuales, por lo tanto, tendrán que considerarse como de la cima del Plioceno ó de la base del Pleistoceno, posteriores al escurrimiento de las labradoritas que constituyen su bajo y de formación anterior al escurrimiento basáltico que los cubre y que forma el alto de los referidos yacimientos. No los podemos comparar, por lo tanto, con los criaderos enumerados antes, que son de edad geológica más antigua, ni con otros existentes en el país, puesto que son estos los primeros yacimientos ferruginosos pleistocenos que hemos estudiado y que nos proporcionan un dato más, precioso sin duda, para aceptar en el país las emanaciones termominerales relacionadas con la formación de criaderos metalíferos al fin de la éra terciaria, emanaciones reconocidas ya por Fuchs en los criaderos argentíferos del Carmen en Sonora y de San Francisco en Morelos, y que encontramos ahora formando los yacimientos ferruginosos sobre las labradoritas de la región de Vaquerías.

Conocida la edad geológica de los yacimientos en estudio, pasamos á explicar su modo de formación.

El origen del fierro que forma los criaderos lo encontramos por lo general, como hemos dicho, en las rocas eruptivas y algunas sedimentarias, en cuya composición entra como elemento constitutivo al estado de silicato principalmente, y de las que es tomado en disolución por aguas cargadas de ácido carbónico ó que se aisla al estado de óxido por fenómenos meta-

mórficos. Las rocas que originan la formación de estos yacimientos pueden ser: ó las superficiales que se encuentran en su contorno, las cuales hayan cedido su fierro á las aguas meteóricas ó de manantiales que las deslavan, ó que sujetas á fenómenos de metamorfismo se transforman ellas mismas en criaderos de fierro, constituídos por arcillas excesivamente ferruginosas; ó pueden ser también las rocas contenidas en las profundidades de la tierra las que hayan cedido su fierro á las aguas carbónicas termales que las circulan y las cuales sirven de vehículo para llevar á la superficie en disolución la silisa, el fierro y otros elementos que forman parte de la composición de las rocas subterráneas, elementos que se depositan en la superficie de la tierra al derramarse las aguas de los manantiales termominerales. Como ejemplos del primer caso, ó sea de criaderos ferruginosos originados por la disolución de rocas superficiales en las aguas meteóricas, encontramos: los del Erzberg Styriano, los de Cumberland (Inglaterra) y los pantanos de Suecia y Noruega. Entre los criaderos formados por metamorfismo de las mismas rocas, transformándose éstas poco á poco en verdaderos yacimientos ferruginosos, se encuentran: los de Mokta-El-Hadid y los del N.E. de Ireland, asociados con basaltos y como resultado del metamorfismo de éstos, según opinan Ralph Tate y John Sinclair Holden. [1] Y por último, entre los yacimientos cuyo fierro ha sido tomado á las rocas profundas por las corrientes hidrotermales y cuya formación es debida al desparramamiento de estas aguas, podemos citar: los de la isla de Elba, los de Tafna, de Tabarka, el de Bilbao en Vizcaya, el de Berry, los de Beni-Saf (La Tafna), los de Breisgan, Suiza y otros.

Son debidas también á las corrientes hidrotermales las varias vetas que hemos mencionado antes y que resultan de la incrustación y relleno de las fracturas profundas por los elementos contenidos en esas aguas termominerales, elementos que han sido abandonados parcialmente antes del derrame de dichas aguas en la superficie de la tierra.

Al referirnos á los yacimientos de Vaquerías tenemos que aceptar como origen del fierro el contenido en las rocas profundas, las que han sido y son hasta la fecha lixiviadas por las corrientes hidrotermales, que cargadas de ácido carbónico y á elevada temperatura y presión han disuelto varios de los elementos constitutivos de las rocas, ya por disoluciones químicas ó físicas solamente. De esta manera los silicatos de fierro atacados por las aguas termales pasaron al estado de bicarbonatos solubles, quedando la silisa en disolución física.

Aceptamos el origen interno del fierro que hoy se encuentra en los criaderos de Vaquerías, por las siguientes razones. Todos esos criaderos están colocados sobre un escurrimiento de labradoritas y no se encuentra ningún criadero semejante colocado abajo de ese escurrimiento, razón por la cual debemos creer que los fenómenos que originaron la formación de aquellos

1. Quarterly Journal, 1870, pág. 151.

criaderos comenzaron después de la emisión de la roca labradorítica, y ni esta roca ni las demás que circundan la región están alteradas como deberían encontrarse si las aguas meteóricas las hubieran atacado para disolver los silicatos de fierro que entran en su composición, sino que, por el contrario, observamos las rocas del bajo impregnadas por el óxido de fierro y la silisa, minerales que introducidos en su pasta porosa circundan á los feldespatos y á la anfíbola, elementos que permanecen inalterados; y lo mismo se observa con las rocas más antiguas, las rhyolitas, que no están alteradas y sí impregnadas con el óxido de fierro en los lugares en que se encuentran cercanas á los criaderos. Además, en las labradoritas del bajo de los criaderos se encuentra junto con el óxido de fierro una gran cantidad de tridimita, lo que revela la elevada temperatura á que se encontraban las aguas que tenían la silisa en disolución, y que al depositarla en esas condiciones lo hicieron en la forma de tridimita. Un hecho más notable todavía es el depósito que hasta ahora está dejando uno de los manantiales termales que brotan en la región, manantial conocido con el nombre de Arroyo Seco y cuyas aguas, á la temperatura de 30° C., abandonan al salir al exterior un precipitado compuesto de peróxido de fierro hidratado y silisa gelatinosa, cuyo precipitado tiene grandes analogías, por los elementos que lo constituyen, con el mineral depositado sobre las labradoritas y que forma los criaderos en estudio. En efecto, el análisis de una limonita de la mina El Sabinal, en la hacienda de Vaquerías, dió los siguientes resultados:

H^2O	16.00%
$Si\ O^2$	8.37
Fe^2O^3	75.72
$Ph\ O^5$	vestigios
$Ca\ O$	vestigios
	100.09

Por las razones anteriores, y teniendo en cuenta además la homogeneidad en el relleno del criadero, el no encontrarse fragmentos de cuarzo ó feldespato en el relleno, ni observando éste al microscopio, y por ser la composición del relleno semejante al del precipitado que aún depositan las aguas termominerales que brotan en la región, creemos debe buscarse el origen de ese fierro en las profundidades de la tierra y explicar la formación de esos criaderos del siguiente modo.

Después de la emisión de la roca labradorítica, que corre del S.W. de Tulancingo para el plan de las Flores, continuaron las manifestaciones volcánicas con la emisión de fumarolas y de manantiales calientes de origen volcánico, los que, á decir de Elie de Baumont, pueden considerarse como volcanes privados de la facultad de arrojar cualquier otro producto que no sea gaseoso, emanaciones que llegan á la superficie condensadas en aguas termominerales. Estas emanaciones, relacionadas con la erupción de las la-

bradoritas de Vaquerías, se condensaron en aguas termominerales, las cuales por el ácido carbónico que contenían y ayudadas por elevada temperatura y presión, atacaron en su ascenso á las rocas por las cuales circularon, disolviendo los elementos ferruginosos y silisosos, y brotaron por fin al exterior por varios manantiales. Estas aguas mineralizantes fueron abandonando en su camino descendente y ya superficial los elementos que tuvieran en disolución, formando depósitos sobre la labradorita ó impregnando la masa porosa de esta roca que formaba el lecho de escurrimiento de las mencionadas corrientes termominerales. Estas corrientes, aunque de mucha menor importancia por su volumen y de temperatura más baja, las observamos todavía en la región formando depósitos ferruginosos y como débil manifestación actual de los fenómenos volcánicos acaecidos en aquella región en el Plioceno superior.

Indicado ya el origen interno de la silisa y el fierro, y aceptando á las aguas termominerales como vehículo de transporte de esos elementos, desde las profundidades de la tierra hasta donde hoy los observamos formando los criaderos de Vaquerías, nos falta estudiar las causas que produjeron el depósito.

Desparramadas las aguas termominerales por diversos puntos de emisión, circularon sobre la superficie rugosa de las labradoritas, siguiendo las direcciones de mayor pendiente, llenaron las cavidades que encontraron en su trayecto y humedecieron las rocas sobre las cuales escurrieron y las que se encontraban en los contornos de la corriente, y por esto los depósitos metalíferos quedaron colocados á diversas alturas, tanto porque las aguas siguieron la pendiente del lecho de escurrimiento, como por ser varios los caminos recorridos por esas aguas mineralizantes sobre las labradoritas de la localidad.

¿En qué condiciones se verificó, ó cuáles fueron las causas que motivaron el depósito del fierro y la silisa contenidos en esas aguas? Es la cuestión que nos falta estudiar para completar la génesis de los criaderos de Vaquerías.

De diversos modos, en verdad, pueden depositar el fierro las aguas que lo contengan, y desde luego debemos distinguir las soluciones ferruginosas estancadas y las que son corrientes: las primeras formarán capas sedimentarias, cúmulos ó pantanos, y las segundas depositarán concreciones sobre las rocas en que circulan y formarán vetas ó criaderos de desparramamiento. Por otra parte, el fierro y la silisa contenidos en disolución en una agua cargada de ácido carbónico, pueden precipitarse: por una simple exposición al aire, pues al evaporarse el ácido carbónico á favor del cual se encontraban en disolución esos elementos, se precipitarán la silisa y parte del fierro, éste al estado de peróxido hidratado, como sucede en las capas ó cúmulos realmente sedimentarios; ó bien, la precipitación puede ser motivada por reacciones químicas. Estas reacciones pueden ser debidas, ó á la composición de las rocas que se encuentran en su contacto, ó á los organismos

vegetales que se desarrollan en esas aguas. El primer caso lo observamos en los criaderos de sustitución que arman en las calizas, rocas sedimentarias que precipitan al fierro de sus soluciones al estado de carbonato ó de peróxido hidratado, según que la reacción se verifique en una atmósfera reductora ó al contacto del aire; y el segundo caso, descubierto por Ehrenberg, es el que se verifica en los pantanos, en los cuales viven en abundancia ciertas diatomeas de la especie llamada Gallionella ferrugínea, las que tienen la propiedad de fijar en sus filamentos á la silisa y una gran cantidad del hidróxido de fierro contenido en las aguas estancadas. Esta reacción se verifica de la siguiente manera, según el Dr. Newberry: [1] Siempre que las soluciones ferruginosas están expuestas al aire absorben oxígeno y el fierro se convierte en sesquióxido hidratado, que en forma de películas irisadas flotan en la superficie de los pantanos; estas películas se rompen, caen al fondo, y al ponerse en contacto con las materias orgánicas en fermentación, pierden una parte de su oxígeno que se une con el carbón para formar ácido carbónico, y el peróxido de fierro pasa al estado de protosal soluble; el ácido carbónico se desprende en burbujas y la protosal soluble absorbe de nuevo el oxígeno del aire. Esta reacción se repite hasta que se destruye la materia orgánica, y hasta entonces se forma el precipitado de limonita ó mineral de pantanos, por lo cual se comprende, como lo dice Archibal Geikie, que en la formación de los minerales de pantanos (bog-iron-ore) la acción de los organismos desempeña un papel capital.

A las causas anteriores que pueden determinar el depósito de los elementos en disolución en las aguas, tenemos que agregar, por último, la evaporación y la disminución de temperatura y de presión, pues es bien sabido que el agua, ó más bien dicho su vapor á elevada temperatura y presión, es un disolvente muy enérgico, y que tanto al condensarse ese vapor como al enfriarse el agua y á menor presión, tienen que depositarse parte de los elementos que antes estuvieran en disolución, depósito que formará capas concrecionadas en los terrenos atravesados por esas aguas.

En el caso que nos ocupa debemos considerar á las aguas termales ferruginosas como corrientes sobre la superficie rugosa de su lecho labradorítico y no como aguas estancadas, puesto que no existe en la región ningún barraje que al formar una cuenca cerrada permitiera la acumulación de las aguas en el vaso ó depósito así formado. Sin duda llenaron esas aguas todas las oquedades existentes en su lecho accidentado, pero en todas ellas las aguas tuvieron que ser constantemente removidas durante el tiempo que durara la circulación hidrotermal.

La precipitación del fierro contenido en esas corrientes hidrotermales no fué ocasionada, sin duda, por reacciones químicas provocadas por la composición de las rocas de su lecho ni por la acción de organismos vegetales. En efecto, hemos dicho antes que el estudio petrográfico de las labradori-

1. G. Moreau. Etude Industrielle des Gîtes Métallifères. Paris, 1894. Pág. 148.

tas que forman el bajo de los criaderos, así como el de todas las rocas de la región, revela la inalterabilidad en que se encuentran todas esas rocas, las cuales cuando están cercanas á los criaderos se encuentran impregnadas por óxido de fierro y silisa hidratada, minerales que circundan á los elementos de la roca los que no han sufrido alteración alguna. No fueron, por lo tanto, los elementos constitutivos de las rocas, surcadas por las aguas mineralizantes, los que determinaron la precipitación del fierro contenido en estas soluciones, precipitación que tampoco es debida á la acción de organismos vegetales, por las razones siguientes. En primer lugar, dice Daubrée [1] que el mineral del fondo de los lagos y pantanos se encuentra por lo común en granos aislados de forma esferoidal, cuyo tamaño varía desde el de una cabeza de alfiler hasta el de una nuez y aun más grande y cuya estructura concéntrica y hojosa tiene mucha semejanza con el mineral pisolítico tan abundante en las formaciones terciarias, y en nuestro caso ninguno de estos caracteres distintivos se observa en el mineral de los criaderos reconocidos. En segundo lugar, la presencia de la tridimita en el depósito de fierro que se encuentra en la roca labradorítica, revela, como hemos dicho, la elevada temperatura de las aguas mineralizantes y la imposibilidad, por lo mismo, del desarrollo en ellas de la vida vegetal, cuya ausencia ha quedado comprobada al examinar al microscopio en lámina delgada el mineral de fierro de aquella región, pues no se observa ningún indicio de intervención orgánica en la precipitación del fierro. Y por último, como dice Daubrée, [2] la composición química del mineral de pantanos se diferencía esencialmente de la composición de los depósitos formados por el derrame de manantiales termominerales, en la cantidad de ácido fosfórico contenido, ácido que sólo se encuentra como huellas en el fierro depositado por manantiales y que existe en cantidad muy notable, de 0,005 á 0,1 por ciento y aun más, en el precipitado formado en los pantanos por la acción de los organismos vegetales, los que viven y mueren en esas aguas, cediendo su ácido fosfórico al peróxido de fierro, por el cual tiene, como es sabido, gran afinidad; y puesto que el mineral de Vaquerías sólo contiene huellas de ácido fosfórico, esta es una prueba más que, unida á las anteriores, funda nuestra opinión al decir que los organismos vegetales no tuvieron intervención alguna en la precipitación del fierro de la localidad en estudio, razón que unida á la falta de cuencas cerradas en la región que permitieran el estancamiento de las aguas, permite asegurar: que los criaderos de Vaquerías no son de origen pantanoso.

La precipitación del fierro en las aguas termales mineralizantes de la región de Vaquerías fué debida, por lo dicho anteriormente, á la disminución de temperatura de esas aguas, las que al contacto del aire perdieron también una parte del ácido carbónico que contuvieron y á favor del cual estaban disueltos el fierro y la silisa, habiéndose depositado el fierro al esta-

1. Daubrée. Les Eaux Subterraines à l'époque actuelle. 1887. T. II, pág. 128.
2. Daubrée. Bull. de la Soc. Géol. de France. Année 1845–46. Pág. 147.

do de peróxido hidratado por la acción oxidante del aire. La disminución de presión y temperatura por una parte, y la oxidación de las soluciones al contacto del aire por otra, fueron sin duda las causas que originaron el depósito del fierro en los criaderos de Vaquerías, los que se asemejan, desde este punto de vista considerados, á los que existen en la región volcánica de Eiffel, [1] en cuya región los manantiales gaseosos del valle de Brohl, que llevan el fierro al estado de bicarbonato, según Bischof, lo depositan en la superficie del suelo bajo forma de peróxido; y son semejantes también á los que se encuentran en las faldas occidentales del Ixtlaccihuatl.

Esas aguas mineralizantes de Vaquerías, al circular sobre las labradoritas y brechas que formaron su lecho, fueron depositando su precipitado siliso ferruginoso, tanto en las oquedades de la superficie como en los lugares de poca pendiente, en los que el escurrimiento fuera muy lento, y penetraron también en la masa porosa de las rocas impregnándolas ó cimentándolas con el mismo precipitado. De esta manera se formaron esas lentes aplastadas que constituyen los criaderos de la mayor parte de los fundos mencionados, y se formaron también los cúmulos de brechas labradoríticas ó rhyolíticas impregnadas con el precipitado siliso ferruginoso, como el que se observa en el fundo llamado Terreros.

Los criaderos de la región en estudio se formaron durante el lapso de tiempo en que las manifestaciones internas del globo se redujeron á la emisión de fumarolas y de manantiales termominerales; pero más tarde, al reanudarse las emisiones de roca eruptiva, una corriente basáltica escurrió por el trayecto que antes siguieran las aguas mineralizantes y cubrió á la mayor parte de los criaderos ferruginosos ya formados, metamorfoseándolos en su parte superior, la que fué parcialmente deshidratada, transformándose la limonita en hematita roja, y apareciendo entonces los semiópalos que se encuentran en la zona superior de esos criaderos.

Solidificados los basaltos que forman el alto de los yacimientos, resbalaron sobre éstos en algunas partes, produciendo por trituración y frotamiento las capas enrelizadas arcillosas que se observan ahora en algunos lugares y hacia el alto de las lentes metalíferas.

Explicada ya la génesis de estos criaderos, pasamos á hacer su ligero estudio económico.

Considerados los criaderos de Vaquerías desde el punto de vista industrial, debemos decir: que son dignos de atención, y que estableciendo el disfrute y tratamiento metalúrgico de una manera adecuada y económica, lo cual es posible, se conseguirá tal vez una extracción normal bastante regular y pueden garantizarse buenas utilidades al capital que se invierta en la explotación de aquellos criaderos.

La forma y posición de los yacimientos de Vaquerías en lentes aplastadas y colocadas en un plano casi horizontal, la gran extensión ocupada por es-

1. Daubrée. Bull. de la Soc. Géol. de France. 1864. Pág. 150.

tas lentes, el estar cortadas por barrancas que las atraviesan en diversas direcciones y la poca cohesión del relleno metalífero, son circunstancias que permiten desarrollar los trabajos mineros en gran escala y con economía, pues se pueden explotar los yacimientos en varios lugares y por socavones abiertos en las barrancas; y además, como el avance de estas obras, lo mismo que las de disfrute, puede ser rápido y de poco costo por la blandura del relleno en la mayor parte de esos criaderos, es posible alcanzar una extracción regular y obtener por lo mismo buenos resultados del tratamiento de aquellos minerales, no obstante su baja ley, que es en promedio 30 por ciento de fierro. A lo anterior se agrega la naturaleza del mineral casi siempre homogénea y el estar constituído por peróxido de fierro, con arcilla, silisa libre, y muy poco fósforo, lo cual permite que sólo con la adición de una pequeña cantidad de cal pueda fundirse con toda facilidad, como se hace ahora en la ferrería de Apulco, y que el fierro producido sea bastante puro y de muy buenas propiedades físicas.

Por otra parte, hay que tener en cuenta las buenas condiciones locales, que permiten trabajar con mucha economía. En efecto, muy cercana á Vaquerías se encuentra una sierra bastante grande y cubierta de monte, lo cual permitirá obtener en la localidad el carbón á bajo precio, tanto más, cuanto que es muy fácil traer este combustible en un ferrocarril Decauville, cuya construcción sería de poco costo y podría moverse por electricidad, aprovechando para esto, así como para mover los ventiladores de la ferrería y algunas otras maquinarias que fueran necesarias, la caída que resulta al desviar las aguas de la barranca de Las Granadas, un poco arriba del salto de este nombre, llevándolas entubadas hasta la barranca Grande para dejarlas caer en un punto cercano al rancho de San Pablo, que se encuentra en el fondo de esa barranca y en donde debería construirse la oficina metalúrgica. La caída anterior proporcionaría sobre trescientos caballos, potencia muy suficiente para los usos indicados, y ubicando en San Pablo la ferrería, se encontraría ésta en el centro de la zona mineralizada y bastante abajo de todas las minas, de las cuales podría deslizarse el mineral por canales que lo condujeran á unos depósitos colocados en el fondo de la barranca, aunque siempre arriba de la boca de carga de los hornos, y el transporte del mineral de los depósitos para la ferrería podría hacerse también muy económico por medio de una vía Decauville.

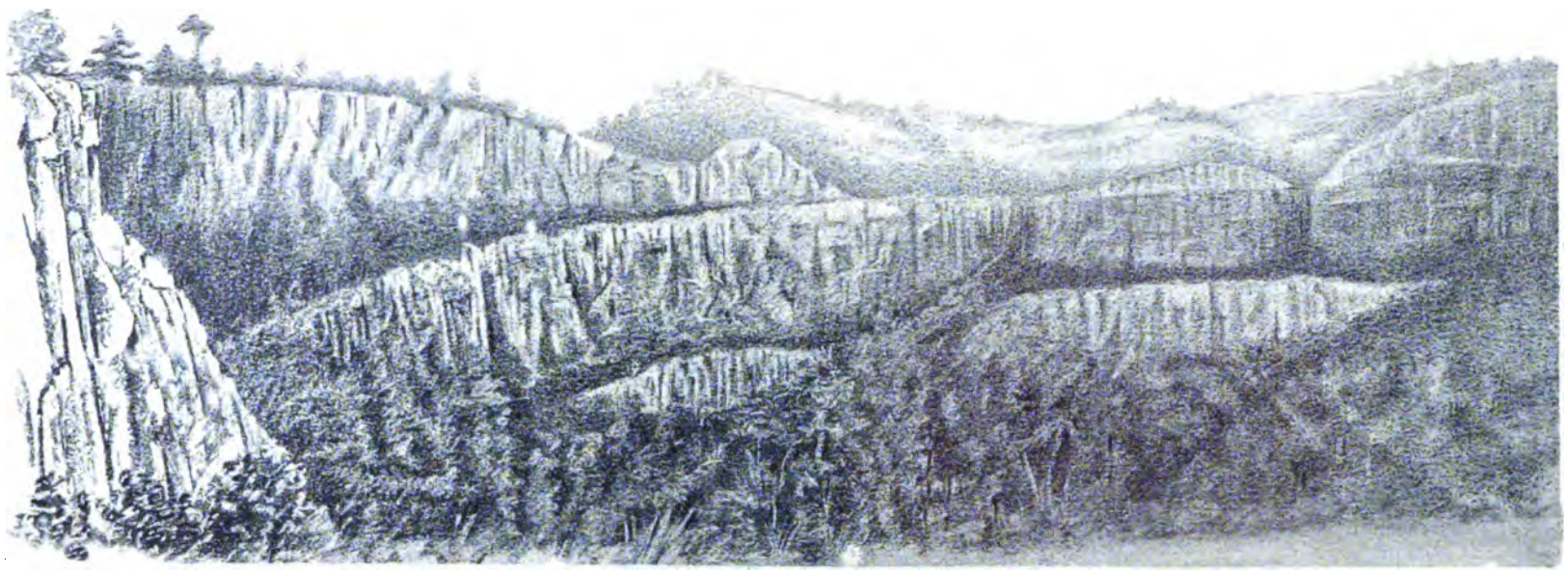
Los jornales son bajos, el clima es bueno, existen todos los elementos de vida y de trabajo á poco costo, combustible bastante, y con buena dirección y administración económica no es dudoso obtener buenas utilidades del disfrute en gran escala de aquellos yacimientos, que si no son muy ricos, se encuentran sí en muy buenas condiciones para su disfrute económico.

Teniendo en cuenta todo lo dicho en esta parte de nuestro informe, podemos resumirla en las siguientes conclusiones:

Primera. Deben considerarse los criaderos de Vaquerías: por su edad, como Pleistocenos; por el origen del metal que los constituye, como de ori-

Barranca de S. Pablo,
Vaquerias, E. de Hidalgo.

CARLOS GOSSEUN. S.C. ANT. LIT. MOREAU. MEXICO.



BARRANCA DE SAN PABLO, HACIENDA DE VAQUERÍAS, ESTADO DE HIDALGO.

PUBLICACIONES QUE HAN INGRESADO A LA BIBLIOTECA DEL INSTITUTO GEOLOGICO DURANTE LOS MESES DE JULIO A OCTUBRE DE 1902.

(Las publicaciones marcadas con * fueron compradas, las otras se recibieron en cange ó donación).

***Agassiz L.**—Etudes critiques sur les mollusques fossiles.—Monographie des Myes.—Neuchatel, 1842–1845. 1 vol. 4º pl.

***Barbey** (L'Ixomètre).—Sceaux. 1900. 1 br. 8º

Bodenbender Dr. G.—El Oro. Producción en los últimos 50 años. Reseña histórico-geológico-metalúrgica. Guía general para el reconocimiento y beneficio de los criaderos de dicho metal. Córdoba, 1902.—El Carbón Rhético de las Higueras en la Provincia de Mendoza. Buenos Aires, 1902.

Böse & Ordóñez.—Der Ixtaccihuatl (5,280 m). Eine Bergund Gletscherfahrt in den Tropen.—München (Zeitsch. Deutsch. u. Oesterr. Alpenvereins). 1901.

Buch L. de.—Pétrifications recueillies en Amérique par M. A. de Humboldt et par M. Ch. Degenhardt.—Berlin, 1839. Fol. Pl.

Cohen E.—Das Meteoreisen von N'Goureyma unweit Djenne, Provinz Macina, Sudan. Greifwald, 1902.—Das Meteoreisen von Rafrüti im Emmenthal, Canton Bern, Schweiz.—Ueber ein Meteoreisen von Mukerop, Bezirk Gibeon, Grossnamaland, von *A. Brezina* und *E. Cohen*. Stuttgart, 1902.

***Des Cloizeaux.**—Manuel de Minéralogie.—Paris, 1862–1893. 2 vol. & Atlas. 8º

Elera (Fr. Casto de).—Catálogo Sistemático de toda la Fauna de Filipinas conocida hasta el presente y á la vez el de la Colección Zoológica del Museo de PP. Dominicos del Colegio-Universidad de Santo Tomás de Manila.—Manila, 1895–1896. 3 t. 8º

***Emory H. W.**—Report of the United States and Mexican Boundary Survey.—Washington, 1858. 3 t. 4º fig., pl. & maps.

Etzold F.—Das Wiechertsche astatische Pendelseismometer der Erdbebenstation Leipzig und die von ihm gelieferten Seismogramme von Fernbeben.—Leipzig (Sitz. K. Sächs. Ges. d. Wiss). 1902.

***Frémont J. C.**—Report of the Exploring Expedition to Rocky Mountains in the year 1842 and to Oregon and North California in the years 1843–1844.—Washington. 1845. 8º pl.

***Hervás (Abate Lorenzo).**—Catálogo de las Lenguas de las Naciones conocidas y numeración, división y clases de éstas, según la diversidad de sus idiomas y dialectos.—Madrid, 1800–1805. 6 t. 8º

Kipp H.—Die Basalte des Reichsforst. Ein Beitrag zur Kenntniss der Basalte des Fichtelgebirges. 1895.

Koken E.—Die Deutsche Geologische Gesellschaft.

***Marcy R. B.**—Exploration of the Red River of Louisiana in the year 1852.—Washington, 1853. 2 t. 8º pl.

Mateos J.—Métodos astronómicos de sencilla aplicación para uso de los topógrafos y exploradores. —México, 1899. Texto y tablas.

***Mourlon M.**—Bibliographia Geologica. Série A, IV. Série B, V.—Bruxelles. 1902.

***Mühlenpfordt E.**—Versuch einer getreuen Schilderung del Republic Mejico besonders in Beziehung auf Geographie, Ethnographie und Statistik.—Hannover, 1844. 2 Bd. 8°

Newberry J. S.—Report of the Exploring Expedition from Santa Fe, New Mexico, to the junction of the Grand and Green Rivers of the Great Colorado of the West, in 1859, under the command of Capt. J. N. Macomb, with Geological Report.—Washington. 1876. 4º pl.

Newton R. B.—Say's Types of Maryland Mollusca. 1902.

Newton R. B. & Holland R.—On Some Fossils from the Islands of Formosa and Riu-Kiu (Loo Choo).—Tokio (Jour. of the Col. of Sc.) 1902.

Œbbeke K.—Beiträge zur Petrographie der Philippinen und der Palau-Inseln. 1881.—Ueber das Gestein von Tacoma-Berg. 1885.—Topas im Fichtelgebirge.—Beiträge zur Kenntniss einiger hessischer Basalte. 1888.—Sur quelques minéraux du Rocher du Capucin et du Riveau-Grand (Mont-Dore).—Ueber Glaukophan und seine Verbreitung in Gesteinen. 1887. —Arsenkies auf dem kornigen Kalk von Wunsiedel. 1890.

Œbbeke & Blanckenhorn.—Geologische Rekognoszierungsreise in Siebenbürgen. 1900.

Oels M.—Beiträge zur Kenntniss einiger Gesteine und Asbeste Corsikas. 1890.

***Owen D. D.**—Report of a Geological Exploration of part of Iowa, Wisconsin, and Illinois.—Washington. 1844. 8º pl.

* —— Second Report of a Geological Reconnaissance of the Middle and Southern Counties of Arkansas. Made during the years 1859 and 1860.—Philadelphia. 1860. 8º pl.

Peñafiel Dr. A.—Nomenclatura Geográfica de México. Etimologías de los nombres de lugar correspondientes á los principales idiomas que se hablan en la República.—México, 1897. Fol. Texto y Atlas.

—— Nombres Geográficos de México. Catálogo alfabético de los nombres de lugar pertenecientes al idioma "Nahuatl."—México. 1885. 4º Texto y Atlas.

Sammet P.—Die in der Sammlung des Mineralogisch-geologischen Instituts der Universität Erlangen. 1901. 8º

Sellheim F.—Beiträg zur Foraminiferenkenntnis der fränkischen Juraformation. 1893.

Steinmann G.—Zur Tektonik des nordschweizerischen Kettenjura. Die Neuaufschliessung des Alpersbacher Stollens. Die Bildungen der letzten Eiszeit im Bereiche des alten Wutachgebiets.—Stuttgart. 1901.

Stübel Alph.—Die Vulkanberge von Ecuador. Geologisch-Topographisch Aufgenomen und Beschrieben.—Berlin. 1897. 4° Fig. & Taf. (Donación del *Dr. P. Grosser*).

Suess E.—La Face de la Terre. Traduit par *Em. de Margerie*. Tome III, 1re. partie.—Paris, 1902. 8º figs.

Ward H. A.—Bacubirito or the great Meteorite of Sinaloa.—Rochester (Proc. Ac. Sc.). 1902. 8º pl.

Wolf Dr. T.—Viajes científicos por la República del Ecuador verificados y publicados por orden del Supremo Gobierno de la misma República. I. Relación de un viaje geognóstico por la Provincia de Loja.—II. Relación de un viaje geognóstico por la Provincia de Aguay.—III Memoria sobre la Geografía y Geología de la Provincia de Esmeraldas.—Guayaquil, 1879. 8° láms.

Acireale.—R. Accademia di Scienze, Lettere e Arti. Rendicoti, 1898-1900.

Adelaide.—Record of the Mines of South Australia. Tarcola and the North-Western District by H Y. L. Brown. 1902.

Aguascalientes.—Memorias del Gobernador del Estado. 1891 y 1899.
Autun.—Société d'Histoire Naturelle. Bulletin, XIV.
Auxerre.—Société des Sciences Historiques et Naturelles de l'Ionne. Bulletin, 55 (1901).
Baltimore.—American Chemical Journal. Vol. 27, n. 6. Vol. 28, n. 1–4.
—— Johns Hopkins University Circulars. Nos. 150–159.
—— Maryland Geological Survey. Report of the Highways. 1899.—2d Report on the Highways. IV, 2.—Public general and public local Laws relating to highways.
Barcelona.—Asociación de Ingenieros Industriales. Revista Tecnológico Industrial. Enero á Junio 1902.
—— Institució Catalana d'Historia Natural. Butletí. Jul. 1902.
—— R. Academia de Ciencias y Artes. Boletín. 3ª época. IV, 16–25.
Basel.—Naturforschenden Gesellschaft. Verhandlungen. XIII, 3.—Zur erinnerung an Tycho–Brahe, 1556–1601.
Baton Rouge.—Geological Survey of Louisiana. Reports, 1899 and 1902.—The Florida Parishes of East Louisiana and the Bluff, Prairie and Hill Lands of S.W. Louisiana by W. W. Clendemin.—The Bluff and Mississippi Alluvial Lands of Louisiana by. W. W. Clendemin.
Bergen.—Bergen Museum. Aarbog. 1901, 1902, I.—Aarsberetning, 1901.—An account of the Crustacea of Norway by G. O. Sars. Vol. IV, parts III–VI.
Berkeley.—University of California. Department of Geology. Bulletin, III, 5.
Berlin.—Deutsche Geologische Gesellschaft. Zeitschrift, LIII, 1901, 4; LIV, 1902, 1.
—— Gesellschaft für Erdkunde. Zeitschrift; 1902, 4–6.
* —— Kalender für Geologen, Palaeontologen und Mineralogen, herausgegeben von Dr. P. Krusch. 5 Jahrgang, 1902.
—— Laboratorium & Museum. W. Junk. III, 1.
—— Naturæ Novitates. 1902, 9–16.
* —— Zeitschrift für Praktische Geologie. X, 1902, 6–8.
***Boston.**—American Academy of Arts and Sciences. Proceedings. Vols. IX–XXVIII & XXXIII.
—— „ „ „ „ XXXVII, 18–23.
Bourg.—Société des Sciences Naturelles et d'Archéologie de l'Ain. Bulletin, n. 27 & 28.
Bruxelles.—Société Belge de Géologie, de Paléontologie et d'Hydrologie. Bulletin, XII, 4; XVI, 2 & 3.
—— Société Royale Belge de Géographie. Bulletin, 1902, 1–3.
—— Société Royale Linnéenne de Bruxelles. Bulletin, 1902, 8.
Bucuresti.—Societatea Geografica Romînă. Buletin, 1902, I.
Cairo.—Geological Survey. A Preliminary Investigation of the Soil and Water of the Fayum Province by A. Lucas.—The desintegration of building stones in Egypt.—Some new Mammals from the upper Eocene of Egypt. 1902.
Cambridge, Mass.—Museum of Comparative Zoölogy at Harvard College.—Bulletin, XL, 2; XLI, 1.
Cambridge.—Philosophical Society. Proceedings, XI, 6.
Campeche.—Memoria del Gobierno del Estado, 1862.—Informes, 1898, 1899 y 1902.—Censo de 1895.
Catania.—Accademia Gioenia di Scienze Naturali. Bollettino delle sedute. Aprile 1902.
Chalons-sur-Saone.—Société des Sciences Naturelles de Saone–et–Loire. Bulletin; 1902, 1–5.
Chicago.—Field Columbian Museum. Publication 64. Geological Series, I, n. 11 (Meteorite Studies. I. By. O. C. Farrington).
* —— The Journal of Geology. X, 4–6.
Chihuahua.—Memoria del Gobierno del Estado, 1900.
Chilpancingo.—Memorias del Gobierno del Estado, 1872, 1879, 1883, 1886, 1888, 1896 y 1900.
Christiania.—Videnskabs–Selskabet (Société des Sciences). Skrifter (Math.–nat. Klasse), 1901.—Forhandlinger, 1901.
Chur.—Naturforschende Gesellschaft Graubündens. Jahresbericht, XLV, 1901–1902.

Cincinnati.—Cincinnati Museum Association. 21st Annual Report, 1901.
Ciudad Victoria.—Memorias del Gobierno del Estado, 1888, 1890 y 1891–93.
Colima.—Memorias del Gobierno del Estado, 1888, 1889, 1890, 1891, 1892 y 1895.
Columbia, Mo.—The University of Missouri Studies. I, 3.
Davenport.—Davenport Academy. Proceedings, VIII, 1900.
Durango.—Memorias del Gobierno del Estado. 1867, 1873, 1886, 1892, 1896, 1898 y 1900.
Francfort a. O.—Naturwissenschaftliche Verein. Helios, 19 Bd.
Fribourg.—Société Fribourgeoise des Sciences Naturelles. Bulletin, 1900–1901.—Mémoires; II, 1.
Giessen.—Oberhessische Gesellschaft für Natur-und Heilkunde. 33 Bericht, 1899–1902.
Gotha.—Justhus Perthes' Geographischer Anstalt. Dr. A. Petermanns Mitteilungen, 1902; 6–9.
Granville.—Scientific Laboratories of Denison University. Bulletin, XI, 11, XII, 1.
Groningen.—Natuurkundig Genootschap. 101 Verslag. 1901.
Güstrow.—Vereins der Freunde der Naturgeschichte in Mecklenburg. Archiv. 1901, II. 1902, I.
Haarlem.—Musée Teyler. Archives, Série II. Vol. VIII, 1.
Habana.—Academia de Ciencias. Anales. XXXVIII, Mayo á Dic. 1901.
Hamilton.—Hamilton Scientific Association. Journal and Proceedings. 1900–1901, 17.
Helsingfors.—Geologiska Kommissionen. Carte Géologique à 1:400000. Sect. C 2, St. Michel.—Industristyrelsen, nos. 32 & 33.—Bulletin, 12 & 13.
Hermosillo.—Memoria del Gobierno del Estado. 1891. 2 t.
Hildesheim.—Roemer-Museum. Bericht, 1899–1901.—Begleitworte zur Geweih-und Gehörn-Sammlung. Von Dr. A. Andreae.
Hobart.—Report on the Coal Field in the Neighbourhood of Recherche Bay, by W. H. Twelvetrees, Gov. Geologist.—The progress of the mineral industry of Tasmania, Dec. 1901, March 1902.
Honolulu.—Bernice Panahi Bishop Museum of Polynesian Ethnology and Natural History. Ocasional Papers. I; 5, 1902.
Houghton.—Michigan College of Mines. Year-book, 1901–1902.
Jalapa.—Memorias del Gobierno del Estado. 1873, 1884, 1888, 1890, 1894, 1896 y 1898.
Kassel.—Verein für Naturkunde. Abhandlungen und Bericht, XLVII, 1901–1902.
Knoxville.—University of Tennessee. Index. Serie III, 7.
Königsberg.—Physikalisch-Oekonomische Gesellschaft. Schriften. XLII, 1901.
Lausanne.—Société Vaudoise des Sciences Naturelles. Bulletin, no. 144.
Lawrence.—Kansas University Quarterly. X, 4.
Leiden.—Rijks Geologisch-Mineralogisch Museum. Sammlungen. VI, 2–5.
***Leipzig.**—Geologisches Centralblatt. II; 1902, 12–20.
—— Verein für Erdkunde. Mitteilungen, 1901.
Liége.—Société Géologique de Belgique. Annales, XXIX, 2 & 3.
Lima.—Dirección de Fomento. Sección de Minas. Año VI. 2º sem. 1901.
—— Revista de Ciencias. Año V, 2–10.
—— Sociedad Geográfica. Boletín. XI, 3º y 4º trim.
Lincoln.—University of Nebraska. The Graduate Bulletin. Series VI, 3.—I, 1 & 3.
Lisbonne.—Commission du Service Géologique du Portugal. Recueil d'études paléontologiques sur la Faune Crétacée. I. Especes nouvelles par P. Choffat. 3e et 4e séries.
***London.**—The Geological Magazine. 1901, 447–450. 1902, 451–460.
* —— Geologists' Association. Proceedings. XVII, 5 & 6.
Lyon.—Académie des Sciences. Mémoires, X.
—— Société d'Agriculture, Sciences et Industrie. Annales, 7e série, VII–VIII, 1899–1900.
Macon.—Académie de Macon. Annales. 3e série, V.
Madrid.—Comisión del Mapa Geológico de España. Memorias. Explicación del Mapa Geológico por L. Mallada, I–IV.—Boletín, XXVI.
Manchester.—Literary and Philosophical Society. Memoirs and Proceedings. Vol. 46, 6.
—— Manchester Museum, Owens College. Notes, no. 8.—Report, 1901–1902.
Marburg.—Gesellschaft zur Beförderung der gesammten Naturwissenschaften. Sitzungsberichte, 1901.

Melbourne.—Royal Society of Victoria. Proceedings. New Series. XV, 1.
Mérida.—Boletín de Estadística. VIII, 1901. IX, 1902, 1–26.
México.—Ayuntamiento Constitucional. Boletín Municipal. 1902.—Memorias, 1889–1901.
—— Dirección General de Correos. Cartas Postales. Julio 1901.—Noticia del movimiento probable de vapores, Julio á Oct. 1902.
—— Comisión para el estudio de abastecimiento de aguas de la ciudad de México. Informe sobre el proyecto del Ing. M. Marroquín y Rivera. Estudio sobre las proposiciones de Mackenzie. 1902.
—— Dirección de Estadística. Anuario, VI y VIII.—Boletín demográfico, 1 á 4.—Censos del Distrito Federal y de los Estados de Aguascalientes, Durango, México, Morelos y Sonora.—Cuadro Sinóptico.—División territorial.—División Municipal.
—— Instituto Médico Nacional. Anales, V, 3–5.
—— Junta Directiva del Desagüe. Memoria Histórica, Técnica y Administrativa del Desagüe del Valle de México, 1449–1900. México, 1902. 2 t. y Atlas.
—— El Minero Mexicano. XL, 26.—XLI, 1–17.
—— Museo Nacional. Anales, VII, 9 y 10.
—— Observatorio Meteorológico Central. Boletín mensual; 1901, Ag.–Oct.–Cartas del tiempo; Jul. á Oct. 1902.
—— Secretaría de Fomento. Boletín, 2ª época. Año II, 1–3.—Cuadro Estadístico de la Minería del Estado de Oaxaca por M. Martínez Gracida y C. D. Vázquez. 1884.—El Economista Mexicano, XXIV, 13–26. XXV, 1–4.—Boletín de la Sociedad Agrícola Mexicana. XXVI, 27–36.—Memoria, 1865.—Memoria de la Sección Mexicana de la Comisión Internacional de Límites entre México y los Estados Unidos que restableció los monumentos de El Paso al Pacífico. 2 t. y Atlas.—Informes del Director del Observatorio Astronómico Nacional, Julio 1899 á Dic. 1901.—Revista Agrícola, XVII, 19–22.—La Semana Mercantil; XVIII, 24–30 y 32–43.
—— Secretaría de Hacienda. Boletín de Estadística Fiscal. 1900–1901.—Enero á Mayo 1902.—1er semestre 1901–1902.
—— Sociedad Científica «Antonio Alzate.» Memorias y Revista. XIII, 3 y 4.—XVII, 3–6.—Actas y Resoluciones del 2º Congreso Meteorológico Nacional. Diciembre 1901.
Milwaukee.—Wisconsin Natural History Society. Bulletin. II, 3.
***Minneapolis.**—The American Geologist. I–III; XXIX, XXX, 1–4.
Monterrey.—Memorias del Gobierno del Estado, 1891, 1895 y 1899.
Montpellier.—Académie des Sciences. Catalogue de la Bibliothèque par E. Bonnet. 1re partie 1901.
Morelia.—Memorias del Gobierno del Estado. 1883, 1884, 1886, 1887, 1889, 1890, 1892, y 1892–94.
Nantes.—Société Académique. Annales. 8e série, II, 1901.
—— Société des Sciences Naturelles de l'Ouest de la France. Bulletin, 2e série. II, 1.
Napoli.—Accademia delle Scienze Fisiche e Matematiche. Atti. Serie 2, X.—Rendiconto; 1901, 1–12. 1902, 1–7.
Neuchatel.—Société Neuchateloise de Géographie. Bulletin. XIV, 1902–1903.
—— Société Neuchateloise des Sciences Naturelles. Bulletin. XXVII, 1898–99.
Newcastle-upon-Tyne.—North of England Institute of Mining and Mechanical Engineers. Transactions, LI, 3 & 4.—Subject Matter Index of Mining, Mechanical and Metallurgical Literature. 1900.
***New Haven.**—The American Journal of Science. Jan.–Oct. 1902.
New York.—American Museum of Natural History. Annual Report, 1901.—Bulletin, XVII, 2.
* —— Science. 1902, nos. 390–408.
* —— The Engineering and Mining Journal. LXXIII, 25 & 26. LXXIV, 1–15.
* —— The Mineral Industry. Its Statistics, Technology and Trade in the United States and other countries to the end of 1901.
Novo-Alexandria.—Annuaire Géologique et Minéralogique de la Russie. V, 4 & 5. VI, 1.
Oaxaca.—Memorias del Gobierno del Estado. 1895, 1897, 1898, 1999, 1900 y 1901.

Ottawa.—Geological Survey of Canada. Annual Report, IV–XI.—Contributions to Canadian Paleontology; I, 4 & 5, II, 1 & 2; III, 1, IV, 1 & 2.

Pará.—Museu Paraense di Historia Natural e Ethnographia. Boletim, III, 2.

***Paris.**—Annales des Mines. 1902, 4–7.

—— Feuille des Jeunes Naturalistes. 1902, 381–384.

—— Musée d'Histoire Naturelle. Bulletin. 1901, 7 & 8. 1902, 1–4.

* —— Revue Générale des Sciences pures et appliquées. 1902, 1–18.

* —— Services de la Carte Géologique de la France et des Topographies souterraines. Bulletin, XII, 86 & 87. XIII.

* —— Société Géologique de France. Bulletin, 4e série, I, 1901, 5.

Paterson.—New Jersey Historical Society. Proceedings, III, 1.

Perth.—Supplement to Government Gazette of Western Australia. 1901, 26–28; 1902, 29–34.

—— Geological Survey. Bulletin, 6.

***Philadelphia.**—Academy of Natural Sciences. Proceedings, 1841–1891.

—— American Philosophical Society. Proceedings. XLI, 1902, 169 & 170.

—— Franklin Institute. Journal. 1902, Sept. & Oct.

Porto.—Annaes de Sciencias Naturaes publicados por Augusto Nobre. VII, 1901.

Prag.—Deutschen Naturwissenschaftlich medicinischen Vereines für Böhmen «Lotos.» Abhandlungen, II, 3 & 4.—Sitzungsberichte, XX & XXI, 1900 & 1901.

—— K. Böhm. Gesellschaft der Wissenschaften. Jahresbericht, 1901.—Sitzungsberichte (Nath.-math. Classe), 1901.

***Princeton, N. J.**—Princeton University. J. Pierpont Morgan Publication Fund. Report of the Princeton University Expeditions to Patagonia. 1896–1899. Vol. IV, Palaeontology. Parts I & II. 1901 & 1902.

Puebla.—Observatorio Meteorológico del Colegio del Estado. Boletín mensual. Jun.–Ag. 1902.

***Québec.**—Le Naturaliste Canadien. I–XXVI.

—— Le Naturaliste Canadian. XXIX, 5–9.

—— Université Laval. Annuaire, 1902–1903.

Querétaro.—Memorias del Gobierno del Estado. 1879, 1882, 1887, 1891 y 1898.

Quito.—Universidad Central. Anales, XVI, 116–118. 1902.

Roma.—R. Comitato Geologico d'Italia. Bollettino. 1900, 1901, 1902, 1 & 2.

—— Società Geologica Italiana. Bollettino. XX, 1901.

Saint Pétersbourg.—Comité Géologique Mémoires. IX, 4 & 5.—Explorations géologiques dans les régions aurifères de la Sibérie. Iénissei, 1 & 2. Léna, 1. Amour, 1 & 2.

—— Académie des Sciences. Bulletin, XIII, 1900, 4 & 5. XIV & XV, 1901. XVI, 1902, 1–3.—Catalogue de la Bibliothèque. Publications en russe.

Saltillo.—Memorias de Hacienda del Gobierno del Estado. 1899–900 y 1900–901.

San Juan Bautista.—Memorias del Gobierno del Estado. 1890 y 1900.

San Luis Fotosi.—Memorias del Gobierno del Estado. 1874 y 1899.

Santiago.—Société Scientifique du Chili. Actes. XI, 1901, 4 & 5.

Siena.—Rivista Italiana di Scienze Naturali. 1902, 3–6.—Bollettino del Naturalista. XXII, 3–7.

Singapore.—Straits Branch of the R. Asiatic Society. Journal. Nos. 36 & 37, Jul. 1901 & Jan. 1902.

Solothurn.—Naturforschende Gesellschaft. Mitteilungen, XIII.—Bericht, 1 heft.

Springfield.—Museum of Natural History. Report, May 1901 & 1902.

Stafford.—North Staffordshire Field Club. Annual Report and Transactions. XXXVI, 1901–1902.

Stockholm.—Geologiska Föreningens. Förhandlinger. No. 215 (Maj 1902, Bd. 24, heft 5).

***Stuttgart.**—Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. 1902, 12–18.

* —— Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Palaeontologie. 1902, II, 1 & 2.—Beilage Band, XV, 2.

* —— Palaeontographica. XLIX, 2.

Sydney.—Geological Survey of New South Wales. Handbook to the Mining and Geological Museum by G. W. Card. 1902.—Records, VII, part. II.

Sidney.—Linnean Society of N. S. W. Proceedings, 104.
Tokyo.—Geographical Society. Journal. XIV, 1902, 157–162.
—— Geological Survey. Higashiyama Oil Field, Echigo.
—— Imperial Earthquake Investigation Committee. Publications, 1902, 8 & 9.
Toluca.—Instituto Científico y Literario. Boletín, V, 4–7.
—— Revista Científica y Boletín Meteorológico, V, 4–6.
***Toronto.**—Canadian Institute. Transactions, I–III, IV, 1.
—— Bureau of Mines. Report, XI, 1902.
Toulouse.—Société d'Agriculture de la Haute-Garonne. Journal d'Agriculture pratique. Mai à Juin 1902.
Trenton.—Geological Survey of New Jersey. Annual Report of the State Geologist. 1884–1894 & 1901.—Final Report, II (1 & 2), III & IV.
Trencsén.—Naturwissenschaftliche Verein des Trencsiner Comitates. Jahreshefte. XXIII–XXIV 1900–1901.
Vermilion.—South Dakota Geological Survey. Bulletin, 3.
Victoria, B. C.—Annual Report of the Minister of Mines. 1901.
Washington.—Biological Society. Proceedings, XV, pp. 121–211.
—— Georgetown University. A Catalogue of the Officers and Students. 1901–1902.
—— Smithsonian Institution. Annual Report, 1895–1900.
—— U. S. Geological Survey. 21st Annual Report, parts V & VII.—The Geological and Mineral Resources of the Copper River District, Alaska.—Reconnaissances in the Cape Nome and Norton Bay Regions, Alaska, in 1900.—Bulletins, 179, 182, 188, 189, 190, 192, 193 & 194.—Monographs, XLI.
—— U. S. National Museum. Separates of Bulletins, Proceedings and Reports.
Wien.—K. K. Geologische Reichanstalt. Jahrbuch. LI, 1901. LII, 1902, 1.—Verhandlungen, 1902, 7–10.
—— K. K. Naturhistorische Hofmuseum. Annalen. XV, 3 & 4. XVI, 1–4.
—— K. K. Geologische Reichanstalt.—Verhandlungen, 1887–1891 & 1894.—Register, 1871–1880. (*Dr. E. Böse*).
Zacatecas.—Memorias del Gobierno del Estado. 1870, 1871, 1874, 1889, 1892 y 1897.

L'Institut Géologique National du Mexique

recevra avec grand intérêt les publications concernant la Géologie, la Géographie physique et l'Histoire Naturelle en général, en échange de son BULLETIN *qui se publie par cahiers in 4° avec figures et planches. Le numéro 1 de ce recueil a paru en 1895 avec le titre de* BOLETÍN DE LA COMISIÓN GEOLÓGICA DE MÉXICO.

L'Institut vient d'être installé définitivement dans son nouveau bâtiment 5ª DEL CIPRÉS NUM. 2728; *on est prié de vouloir bien prendre note de sa nouvelle adresse, et aussi de son indépendance absolue de l'École des Ingénieurs dont il a reçu autrefois une gracieuse hospitalité.*

Adresse:

Instituto Geológico de México.
5ª del Ciprés, núm. 2728.

MEXICO, D. F.
MEXIQUE.
Amérique du Nord.

On est prié instamment d'accuser réception. Dans le cas où cette formalité aurait été négligée, on serait considéré comme ne désirant plus continuer à recevoir les publications de l'Institut Géologique du Mexique.

Stanford University Libraries
3 6105 004 625 526